

最近の気象用ドップラ - レ - ダ - の利用研究の現状

著者	上田 博
雑誌名	防災科学技術研究所 研究資料
号	111
ページ	1-61
発行年	1986-05
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001725

最近の気象用ドップラーレーダーの 利用研究の現状

上 田 博*

国立防災科学技術センター

On Recent Observations and Detections of Storms by Doppler Radar for Meteorological Use

By

Hiroshi Uyede

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Recent papers and reports, mainly after 1980, on observation of storms, analyses of storm structures and detection of storms with Doppler radar are reviewed. These papers and reports (many in the journals of the American Meteorological Society) introduce observational studies of the three dimensional structure of storms using multiple Doppler radar and methods of automatically detecting of storm signatures by Doppler radar. Recent trends in utilizing Doppler radar in major countries are also outlined.

In this review, the three following conclusions are reached. The first, based on much observation and experiment, is that Doppler radar is extremely useful for observation and detection of weather phenomena. The second is that for fundamental study of storm structure, especially three dimensional wind structure, observation with multiple Doppler radar is indispensable. For the automatic detection of storm signatures in real time, observation with a single Doppler radar is practical. The third is that it is becoming increasingly important to apply Doppler radar to the observation and detection of storms in Japan (heavy rainfall, heavy snowfall, typhoon and snow storm).

The usefulness of millimeter, UHF and VHF radars for storm observation at the same time as Doppler radars is also mentioned.

* 第1研究部 (現在, 北海道大学理学部)

目 次

1. はじめに	2	3.3 その他の気象現象の構造	38
2. 各国のドップラーレーダーの 利用研究の現状	3	3.3.1 台風	38
2.1 イギリス	3	3.3.2 マイクロバースト	40
2.2 米国	5	3.3.3 降雪, 雷など	44
2.3 フランス	6	4. 1台のドップラーレーダーの 利用方法	45
2.4 その他の国	8	4.1 メソサイクロンの検出	45
3. ドップラーレーダーを利用した 気象現象の観測	9	4.2 竜巻の検出	47
3.1 前線の構造	9	4.3 発散の検出	49
3.2 積乱雲の構造	21	4.4 ガストフロントの検出	49
3.2.1 積乱雲	21	4.5 風の中の測定	52
3.2.2 雹	28	4.6 その他の問題	52
3.2.3 竜巻	30	5. おわりに	55

1. はじめに

気象衛星による監視などにより, 台風による広域にわたる大きな被害は減少しつつあるが, 集中豪雨などの局地的な気象現象による被害は後をたたない。都市域の拡大により, 被害を受ける可能性の高い地域も広がっている。局地的な災害を防ぐためには特定の地域に即した対策が必要であり, 対象地域の周辺の詳細な気象情報が不可欠である。特定の地域の気象現象を詳細に監視し, 危険な気象現象を検出する手段として, 近年, 気象用ドップラーレーダーが注目されるようになった。そこで, 集中豪雨雪・突風・地吹雪などの, 災害を引き起こす可能性の高い気象現象を常時監視し自動検出するための観測手段として期待されるドップラーレーダーの利用技術研究の現状について文献調査を行なった。本資料はこの調査結果をとりまとめたものである。

本資料では, 米国の気象学会誌に発表された論文を中心に調査し, 国際研究集会論文集, 米国の ERL (Environmental Research Laboratory), NCAR (National Center for Atmospheric Research) の資料等を参考にし, 部分的には著者の最近の NSSL (National Severe Storms Laboratory) 滞在の経験に基づいてまとめた。調査の範囲がソ連の研究に

は及ばず米国の研究を中心にまとめたことはドップラーレーダー研究の現状と資料の入手のしやすさからやむを得ないことと考えられる。

なお、本資料では、現業観測において災害気象現象を、水平風の面的分布から検出することを中心に考えたため、センチ波のパルスドップラーレーダーによる研究についてまとめた。ミリ波、VHF、UHF のドップラーレーダーと FM-CW のドップラーレーダーによる研究についてはほとんど扱わなかった。

2 章では各国のドップラーレーダーの利用状況について述べ、3 章ではドップラーレーダーを用いた最近の基礎研究の現状について述べ、4 章では 1 台のドップラーレーダーによる、災害を引き起こす恐れのある気象現象の監視・自動検出方法の開発の現状について述べた。現業での利用方法に特に関心のある読者は 4 章をさきに読まれるとよいでしょう。

本資料では、観測の概要と解析結果の図を中心に紹介し、基礎理論と解析方法についての詳述は行なわなかった。図をながめることによりドップラーレーダーの利用方法の概要を把握することを第一に考えたので、詳細については巻末にあげた参考文献を参照していただきたい。

なお、本資料を書くために参照した資料は主に 1985 年 4 月までに入手できたものであり、また引用すべき大切な論文・報告を落している可能性のあることをあらかじめおことわりしておく。

2. 各国のドップラーレーダーの利用研究の現状

ドップラーレーダーを用いた気象現象の観測研究は、1980 年代になって、米国を中心として大きな進展をみた。特に、災害を起こすような気象現象の監視と予測にはドップラーレーダーが威力を発揮することが明らかになりつつある。本資料ではこのことに焦点が絞られることになるが、はじめに各国のドップラーレーダー利用研究の進め方について概略を述べ、ドップラーレーダー利用研究推進の背景を理解する助けとする。この目的に格好な報告が米国気象学会主催の第 22 回レーダー気象会議でなされた。この会議がはじめてヨーロッパ（スイスのチューリッヒ）で行なわれたことを記念して、イギリス、米国、フランス、スイスのレーダー観測と研究の現状に関する報告が巻頭に掲載された。この報告をもとに、上述の 4 ケ国の状況を述べ、さらに日本とその他の国々におけるドップラーレーダー利用研究の状況について述べる。

2.1 イギリス

イギリスは、第二次世界大戦後しばらくはレーダー気象学の中心であったが、最近では米国のレーダー気象学進展に比較するとめだたなくなった。そうなった経過と最近の状況につ

いて Collier (1984) の報告を要約して述べる。

1950年代後半から1960年代中頃までは、鉛直ドップラーレーダーが水平キャンをする2台のドップラーレーダーによる観測など活発な研究が行なわれてきた。しかし、1960年中頃以降イギリス気象庁は通常レーダーによる気象観測に力点を移した。

2～3個の雨量計のデータを用いて、レーダーで測定した降水量の補正を行なう研究や North West Radar Project (NWPR) のようにレーダーのデータから実時間で流出予測を行なおうという研究が続けられている。また、レーダーデータのデジタル処理が行なわれるようになり、現在4台のレーダーの合成画像が作られ多数のユーザーに分配されるようになった。

COST-72 (European COoperation in the Field of Scientific and Technical research, A European Economic Communities program) 計画の一部として、アイルランドやフランスとのデジタルレーダーのデータ交換が始まった。

Browning (1979) によって提案された、マン・マシンシステムによる短時間降雨予測を行なおうという FRONTIERS (Forecasting Rain Optimized using New Techniques of

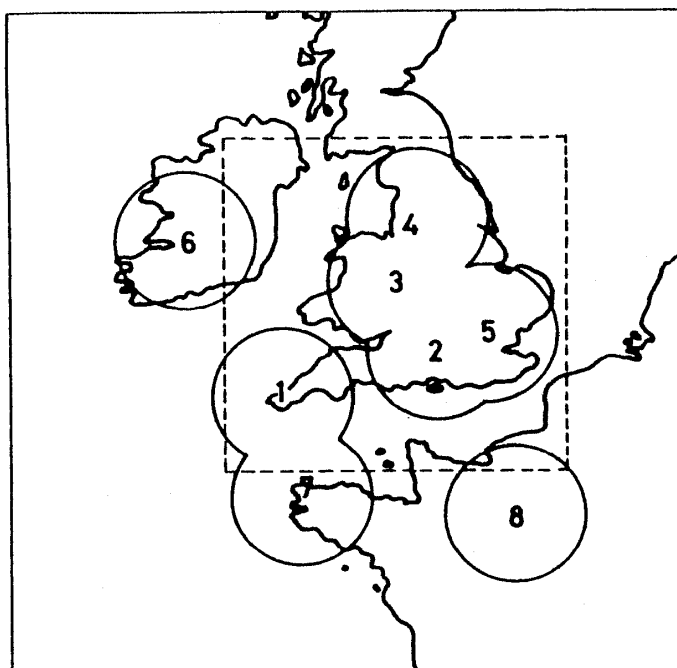


図1 FRONTIERS 計画で使用される、気象レーダーの観測範囲と気象衛星データの解析範囲。

レーダー観測点名は以下の通り。(1) Camborne, (2) Upavon, (3) Clee Hill, (4) Hameldon Hill, (5) Chenies, (6) Shannon (アイルランド), (7) Brest (フランス), (8) Dammartin en Goelle (フランス)。円は各レーダーの有効計測範囲(半径150km, すなわち, 定量範囲75kmと最大半径210kmの間の半径)。外枠は, FRONTIERS 計画で使用される気象衛星画像の表示範囲。内側の点線枠は, 定量化されてはいないが, ルーチンのレーダー観測網(Carpenter and Browning, 1984)。

Interactively Enhanced Radar and Satellite) システム構想は現在テストを試みつつある。FRONTIERS システムの中心は大型計算機とディスプレイシステムであり、レーダー、衛星及び地上のデータを実時間で受けることができる。図 1 に、Carpenter and Browning(1984) による 1984 年夏の FRONTIERS で利用されたレーダーの測定範囲を示した。イギリスのレーダー観測網と FRONTIERS 構想及び諸外国のレーダーシステムについては立平ら(1980) の報告を参照していただきたい。

イギリスではデジタルレーダー網には熱心であるのに比べるとドップラーレーダーに積極的でない理由は、Collier (1984) によると、イギリスには米国に起こるような嵐はほとんど起きないのでドップラーレーダーは不用だと考えられることである。ただし、将来飛行場に 1 台のドップラーレーダーを設置することは考えられるとしている。

イギリスのドップラーレーダーに対する考え方は、イギリスの気象現象が穏やかなことからうなずける面もあるが、イギリスの経済力の現状からデジタルレーダー網を作ることが先だという考えが大きく働いていると考えられる。

2.2 米国

米国のドップラーレーダーの利用研究については、本資料のほとんどの部分があてられることになるので、ここでは、Serafin and Carbone (1984) による“米国のレーダー気象学の現状と動向”に関する報告を要約して述べる。

米国における最近の気象学の中心テーマの一つはメソスケールの気象現象（メソスケールの定義については Fujita (1981) などを参照していただきたい。）とその予測可能性の限度を良く理解することである。meso α (1000~100km) から meso γ (10~1 km) のスケールにわたって、多くの気象要素を同時に測定する必要がある。この目的のために多くの研究がなされている。その一つに STORM (Storm Scale Operational and Research Meteorology) 計画がある。STORM 計画では 2~3 km 以上のスケールの対流系に関心の中心があるので地上に設置されたドップラーレーダーが有効であり、meso β (100~10km) 観測網のためには、現在 STORM 計画に使用できるドップラーレーダーに加えてさらに 10 台の投入が必要となると考えられる。この計画には航空機搭載のドップラーレーダーや、パルス・ドップラーライダーなどの使用も期待される。

気象の現業観測にドップラーレーダーを利用する計画として、NEXRAD (Next Generation Weather Radar) 計画が進行している。この計画は、全米に展開されている百数十台の通常気象レーダーをドップラーレーダーに置き換えようという計画である。ドップラーレーダー網が完成したときには、計算機による気象現象の自動検出及び予測方法の開発が進み、メソスケールの数値モデルの役割が増し、予報官の役割は減少していくと考えられる。

ここで、NEXRAD に関して著者の考えを補足すると、現業化をめざす NEXRAD 計画の

観測網では、解析や予測をしたい地域を覆うレーダーの数は、殆んどの場合 1 台だけである。それで、1 台のドップラーレーダーの観測から最大限に気流の情報を引き出そうとする研究が、近年 NSSL (National Severe Storms Laboratory) や CIMMS (Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Studies) などで進んでいる。NEXRAD の動向については藤原 (1984) や上田 (1985) を参照していただきたい。

飛行場の気象監視用にもドップラーレーダーは重要な役割をはたしつつある。飛行場周辺の低高度の危険な気象現象の監視・予測方法の開発をめざす JAWS (Joint Airport Weather Studies) 計画の進展により、ダウンバーストやマイクロバースの解明がなされつつある。

米国ですでに使われているドップラーレーダーの数が非常に多いだけでなく、ドップラーレーダーのスキャンやアンテナなどに関する工学的な研究から、各種の波長のドップラーレーダーの開発など、米国のこの分野の研究の進展はあまりにも速い。このことに対応して、Serafin and Carbone (1984) はドップラーレーダーを中心とするレーダー気象学に携わる人達の教育の問題まで考慮している。今後、複教台のドップラーレーダーを使った基礎研究と、1 台のドップラーレーダーを使う現業観測が進展すると考えられる。なかでも、ドップラーレーダーのデータの計算機による解析手法の開発は急速に進むと考えられる。さらに、ディスプレイの方法や、気象情報の伝達方法についても急速な発展が予想される。

米国におけるドップラーレーダーの利用研究の発展を考える場合に、1980年にはすでに米国気象学会誌に、ドップラーレーダーの現業観測に利用する場合の問題点と複数台のドップラーレーダーによる観測・解析の問題に関する総合報告がそれぞれ Wilson *et al.* (1980) と Carbone *et al.* (1980) によってなされているなどのドップラーレーダー利用研究の方向性についての指針が出されていたことをみのがすことはできない。また、American Meteorological Society (1981) からドップラーレーダー利用に関する声明が出されていることも注目される。

2.3 フランス

最近、フランスのドップラーレーダーによる気象観測の研究論文が多く発表されるようになった。このフランスの状況について、Gilet *et al.* (1984) の“フランスの気象レーダー計画”について述べた報告を紹介する。

フランスにも1950年代にすでにドップラーレーダー技術はあったが、気象の現業観測や研究へのドップラーレーダーの利用に関する大きな計画がたてられたのは1970年代になってからであった。現在、フランスの研究用のレーダーとしては、RONSARD 計画の2台のCバンド・ドップラーレーダーシステム、RABELAIS のミリ波ドップラーレーダー、ANATOL の偏波レーダー、PROVENCE の VHF レーダーなどがある。これらの諸元については表1に示される。

表1 フランスのレーダーの諸元 (Gilet *et al.*, 1984).

RADAR	ANATOL	MELODI	PROVENCE	RABELAIS	RODIN	RONSDARD
Wavelength (cm)	10.7	10.7	600	.86	5.3	5.3
Peak transmitted power (kW)	250	750	60	70	250	259
Beamwidth (degrees)	1.8	1.8	5	.4	1.3	.9
PRF (Hz)	500	250	variable	3125/2688 1344	330	2928 1464 731
Pulse duration (μs)	.6	2	2 to 16	.3	2	1.32 .66 .33
Doppler capability	no	no	yes	yes	no	yes
Multi-polarization	yes	no	no	yes	no	no
Operating agency	IOPG	DMN	LSEET	LA	DMN	CRPE
Number of radars	1	3	1	1	7	2
Applications	research	operational	research	research	operational	research

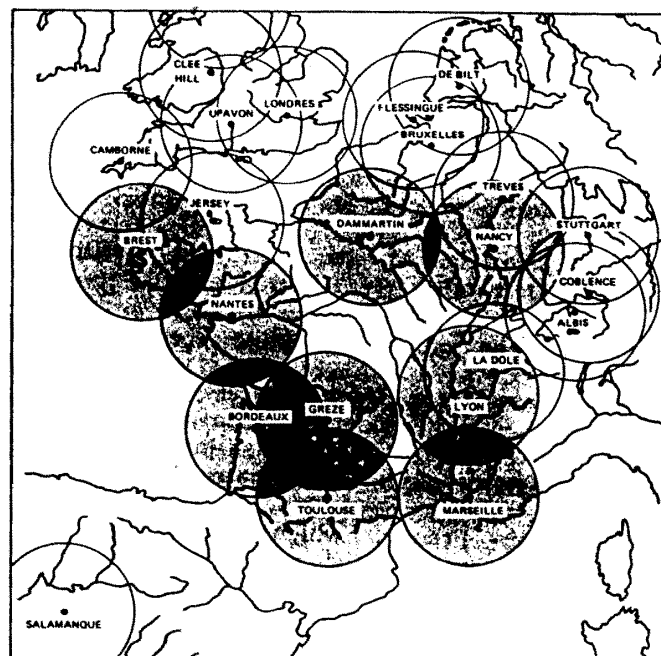


図2 現業観測レーダー網。円はレーダーの最大探知半径150kmを示す。暗い部分はフランスのレーダー（そのうちの2つは示されていない）。フランスの雨の観測と予測に関係する外国のレーダーも含めた、フランスのレーダー観測網。図はレーダー合成画像の写される範囲 (Gilet *et al.*, 1984)。

現業観測用のレーダー網を発展させることを、最近、DMN (Direction de la Météorologie Nationale) が決定した。その目的は、①レーダーと気象衛星による全体的な気象現象の理解、②1～6時間の降雨域の予測、③降雨の気候学である。衛星とレーダーのデータを専用電話

回線を使い一旦パリに集め再配分するシステムが用いられる。その現業観測用のレーダー (RODIN) の諸元は表 1 に示されている。METEOTEL France は図 2 に示される範囲について、 6×6 km メッシュの解像度の画像が15分間隔で提供される。METEOTEL Europe は西ヨーロッパと北西大西洋をカバーし、 12×12 km メッシュの解像度の画像が3時間ごとに得られる。

研究観測として、前線観測では FRONTS 77 と LANDES 79 がある。最近では、コートジブールで2台のドップラーレーダーを用いて行なわれた熱帯対流の観測 COPT 81 がある (Sommeria and Testud, 1984)。

COPT81では1984年5月と6月に、南西フランスで前線性の対流の観測がなされ非常に大量のデータが得られた。

将来の方向としては、降雨量測定用レーダーと UHF/VHF レーダーによるウィンドプロファイラーの開発が進められるだろう。ウィンドプロファイラーは300m~20 km の高度の風を測定するものである。FRONTS 84 の次に1986年か1987年にも観測が計画されている他、「暖かい雨」の形成に関する研究も予定されている。

2.4 その他の国

スイスで第22回レーダー会議が開催されたために、Cavalli (1984) によってスイスの紹介があるが、スイスでは気象用ドップラーレーダーの研究はあまり進んでいないようである。1979年以後、Swiss Meteorological Institute は2台の気象レーダーを持ち、デジタルデータを電話線を利用して配送している。レーダーのデジタルデータ、衛星データ及び地上データを組み合わせた実時間処理に力を入れているのが現状である。

ヨーロッパ各国はスイスと似た段階にあると推定される。米国、フランス、イギリ

表 2 スウェーデンのドップラーレーダーの諸元 (Andersson *et al.*, 1984)。

	Amplitude mode	Doppler mode
Frequency band	5.60 to 5.65 GHz	
PRF, Hz	250	900, 1200
Pulse width, μ s	2	0.5
Peak power	250 kW	
Antenna:		
Revolution	4 rpm	2 rpm
Gain	43 dB	
Beamwidth	0.8°	
Polarization	horizontal	
Elevation*	0-20°	
Range coverage, km	240(450)	120
Altitude coverage, km	12	
Unambiguous velocity, m/s		+/-48
Receiver	log	linear
Receiver dyn range, dB	78	92
Receiver bandwidth, MHz	>0.5	>1.5
Time for complete scan *	<3 min	<7 min
Delay before presentation	<2 min	<3 min
Resolution of presented image:		
Horizontal	2 km	1 or 2 km
Vertical	1 km	1 km
Ground clutter suppression, dB	0	>26

* depends on the scanning programme.

スの他に気象用ドップラーレーダーを所有している国ないし所有しようとしている国として、ソ連、日本、スウェーデン、西ドイツ、中国などがある。

ソ連のドップラーレーダー利用の研究は、レーダー会議等に論文が投稿されているので、けっこう進んでいると考えられるが、計算機を使った処理方法がどの程度行なわれているかなど不明なことが多い。

スウェーデンでは PROMIS 計画でドップラーレーダーを導入したことが Andersson *et al.* (1984) によって紹介されている。表 2 に示されるように、ドップラーレーダーの諸元にはこれからの研究用に自由度がもたされている。

中国は、中国科学院などから米国のドップラーレーダー利用研究を行なっている機関に研究者を派遣しており、近いうちにドップラーレーダーを用いた気象観測研究が始められると考えられる。

西ドイツもドップラーレーダーを購入したと伝えられるので、近いうちに研究発表があるものと考えられる。その他、カナダなどいくつかの国でドップラーレーダーを導入する可能性が考えられる。

日本では、電波研究所、気象研究所、北海道大学低温科学研究所でドップラーレーダーを所有し、最近基礎研究が軌道に乗り出した。また、いくつかの機関でもドップラーレーダーの導入が計画されている。これから、日本におけるドップラーレーダーの利用研究は活発になると考えられる。それゆえ、3 章と 4 章でドップラーレーダーを用いた気象観測例と 1 台のドップラーレーダーによる気象現象の自動検出方法についてみておくことは、日本のドップラーレーダーの利用研究の方向を探る上で有意義であろう。

3. ドップラーレーダーを利用した気象現象の観測

1980 年までのドップラーレーダー観測については、武田 (1980) が主に 2 台のドップラーレーダーによる降水雲内の気流の構造の観測の紹介がある。1980 年までのドップラーレーダー観測に関する論文だけでも膨大なものであるが、1980 年以後は、1970 年代後半に行なわれた集中観測の詳細な解析結果と、最近の新しい発想による研究結果が報告されている。1980 年以後の研究もまた膨大なものであるが、本章では、前線の構造や積乱雲の構造などのいくつかの項目について、1980 年以後に報告されたドップラーレーダー観測及び解析について紹介する。

3.1 前線の構造

米国ワシントン大学の雲物理グループは 1973 年に CYCLES (for CYCLonic Extratropical Storms) 計画を発足させ、温帯性低気圧の研究に取り組み、1980 年以後も一連の研究発表が

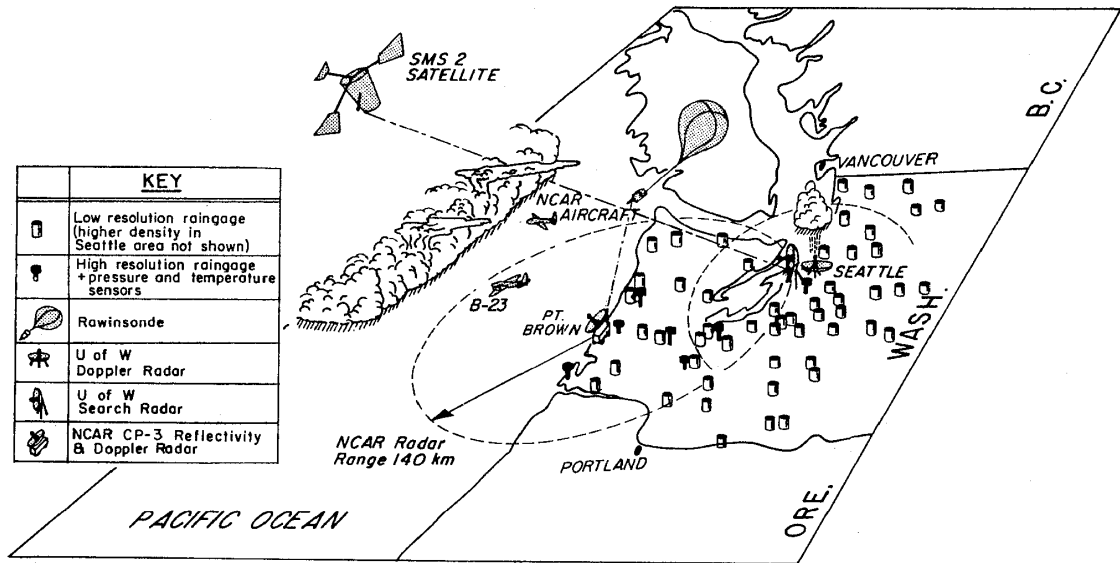


図3 CYCLES 計画で用いられた観測装置の配置図 (Hobbs *et al.*, 1980).

表3 CYCLES 計画で用いられたレーダーの諸元 (Hobbs *et al.*, 1980).

	NCAR CP-3 radar	UW search radar	UW vertically pointing Doppler radar
Wavelength (cm)	5.45	3.2	3.2
Maximum power (kW)	372	250	7
Pulse repetition frequency (Hz)	1071	500	4000
Pulse length (μs)	1	1.75	0.25
Beam width (deg)	1.1	1	0.5
Range (km)	140	100	16 adjustable levels in vertical
Receiver bandwidth (MHz)	10	4	4
Antenna diameter (m)	3.7	2	3
Scan speed (rpm)	1-3	10-15	—
Presentation	PPI, RHI or time-height color display scans of reflectivity and Doppler velocities	PPI reflectivities	Spectra of fallspeeds of precipitation particles

表5 CYCLES 計画において、それぞれの異なる規模の気象現象の研究に用いられた観測装置 (Hobbs *et al.*, 1980).

(a) Synoptic scale	(b) Mesoscale	(c) Microphysical scale
Visible and infrared photographs from satellites*	Radars (reflectivity and Doppler)	Two aircraft (UW B-23* and NCAR plane)
National Weather Service synoptic data*	Special network of ground stations for recording pressure, temperature and precipitation*	Vertically pointing Doppler radar
Rawinsondes	Two aircraft (UW B-23* and NCAR plane)	

* Data telemetered to CYCLES Control Center.

表4 CYCLES 計画で使用された2台の研究用航空機でなされた測定項目 (Hobbs *et al.*, 1980).

Measured parameter	Instrument	Range	Measured parameter	Instrument	Range
(a) <i>The University of Washington's B-23</i>					
Total air temperature*	Rosemount platinum resistance	-70 to 30°C	Cloud and precipitation particles	MRI Formvar replicator	—
Static air temperature*	In-house platinum resistance	-70 to 30°C	Ice particle concentrations*	UW optical ice particle counter	0 to 1000 ℓ^{-1}
Dewpoint*	Cambridge thermoelectric type	-40 to 50°C	Ground communications	FM transceiver	190 km
Pressure altitude*	Rosemount variable capacitance	150 to 1060 mb	Photography	Automax	1 s to 10 min
True airspeed*	Rosemount variable capacitance	0 to 230 $m s^{-1}$	Vertical wind	Computer product of angle of attack, vertical aircraft speed and true airspeed referenced to vertical	-10 to 10 $m s^{-1}$
Aircraft heading	Sperry gyrocompass	0 to 360°	(b) <i>NCAR Sabreliner</i>		
Ground speed and drift angle	Bendix Doppler navigator	0 to 600 kts; $\pm 30^\circ$	Total air temperature	Rosemount platinum resistance	-70 to +30°C
Angle of attack	Rosemount potentiometer	$\pm 23^\circ$	Dewpoint	Cambridge thermoelectric	-30 to +50°C
Aircraft position and course plotter*	In-house (works off DME and VOR)	190 km	Dewpoint	General eastern thermoelectric	-35 to +50°C
Time	Radio WWV and Systron Donner time code generator		Pressure altitude	Rosemount variable capacitance	150 to 1060 mb
Altitude above ground	Radar altimeter	0 to 6 km	True airspeed	Rosemount variable capacitance	0 to 230 $m s^{-1}$
Horizontal winds	Computer product from true airspeed, heading, ground speed and drift angle	0 to 100 $m s^{-1}$	Magnetic heading	Sperry gyrocompass	0 to 360°
Weather radar	RCA (5 cm)	95 km	Aircraft velocity vector	Litton inertial navigation system	0 to 512 $m s^{-1}$
Air turbulence*	MRI differential pressure	0 to 10 $cm^{2/3} s^{-1}$	Aircraft position	Litton inertial navigation system	—
Liquid water*	Johnson-Williams hot wire	0 to 2 $g m^{-3}$ or 0 to 6 $g m^{-3}$	Horizontal air motions	Rosemount gust probe	0 to 512 $m s^{-1}$
Precipitation particles	MRI metal foil	>250 μm	Vertical air motions	Rosemount gust probe	-25 to 25 $m s^{-1}$
Precipitation particles	PMS precipitation probe	300 to 4500 μm	Cloud particles	PMS cloud probe	20 to 300 μm
Cloud particles	PMS cloud probe	30 to 450 μm	Precipitation particles	PMS precipitation probe	200 to 3000 μm
Cloud particles*	PMS ASSP probe	3 to 60 μm	Liquid water	Johnson-Williams hot wire	0 to 2 $g m^{-3}$ or 0 to 6 $g m^{-3}$

* Data telemetered to CYCLES Control Center.

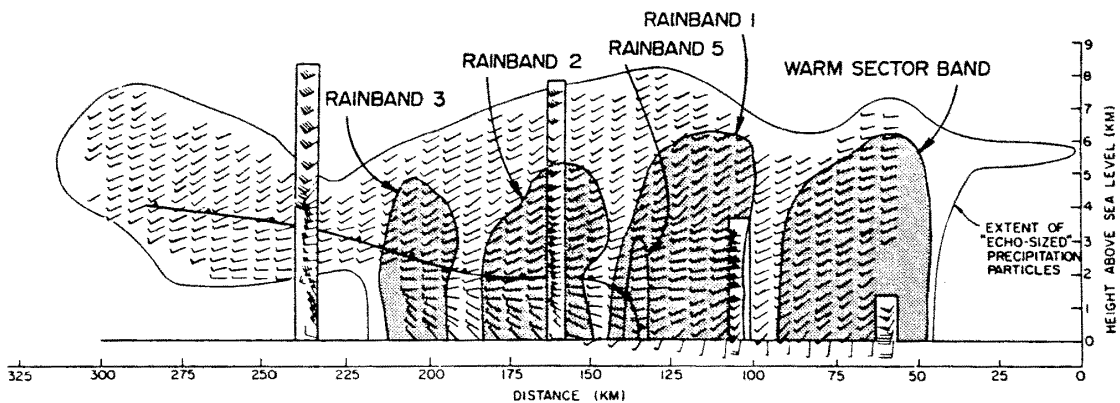


図4 Pt. Brown を通り1976年11月17日の寒冷前線に直立する方向の鉛直断面図. 詳細な水平風 (風向のみを示す小さな矢羽根で示した) はドップラーレーダーで測定されたものである. レーウソンデ測定 (風向と, ノット表示の風速で示した) を長方形の中に示した. 暖域内のレインバンド, 幅の広い寒冷前線のレインバンド (1~3), 幅の狭い寒冷前線のレインバンド (5) 及び0715PST の寒冷前線の位置が示されている (Hobbs *et al.*, 1980).

行なわれている。主なものは, Hobbs *et al.* (1980), Herzegh and Hobbs (1980), Houze *et al.* (1981), Herzegh and Hobbs (1981), Hobbs and Persson (1982), Wang *et al.* (1983), Parsons and Hobbs (1983a), Rutledge and Hobbs (1983), Parsons and Hobbs (1983b), Wang and Hobbs (1983), Parsons and Hobbs (1983c) and Rutledge and Hobbs (1984) などである。

上記の最初の論文, Hobbs *et al.* (1980) に, 米国ワシントン州における観測網 (図3), レーダー諸元 (表3) 及び飛行機による観測項目 (表4) が示されている。注目しているスケールと観測項目は表5に示されるようにシノプティックスケールからマイクロスケールまでであるが, 主力はメソスケールとマイクロスケールであることがわかる。ドップラーレーダーとしては, PPI と RHI の観測ができる NCAR の CP-3 ドップラーレーダーと鉛直方向だけをみるヴァーティカルポインティング・ドップラーレーダーを使用している。

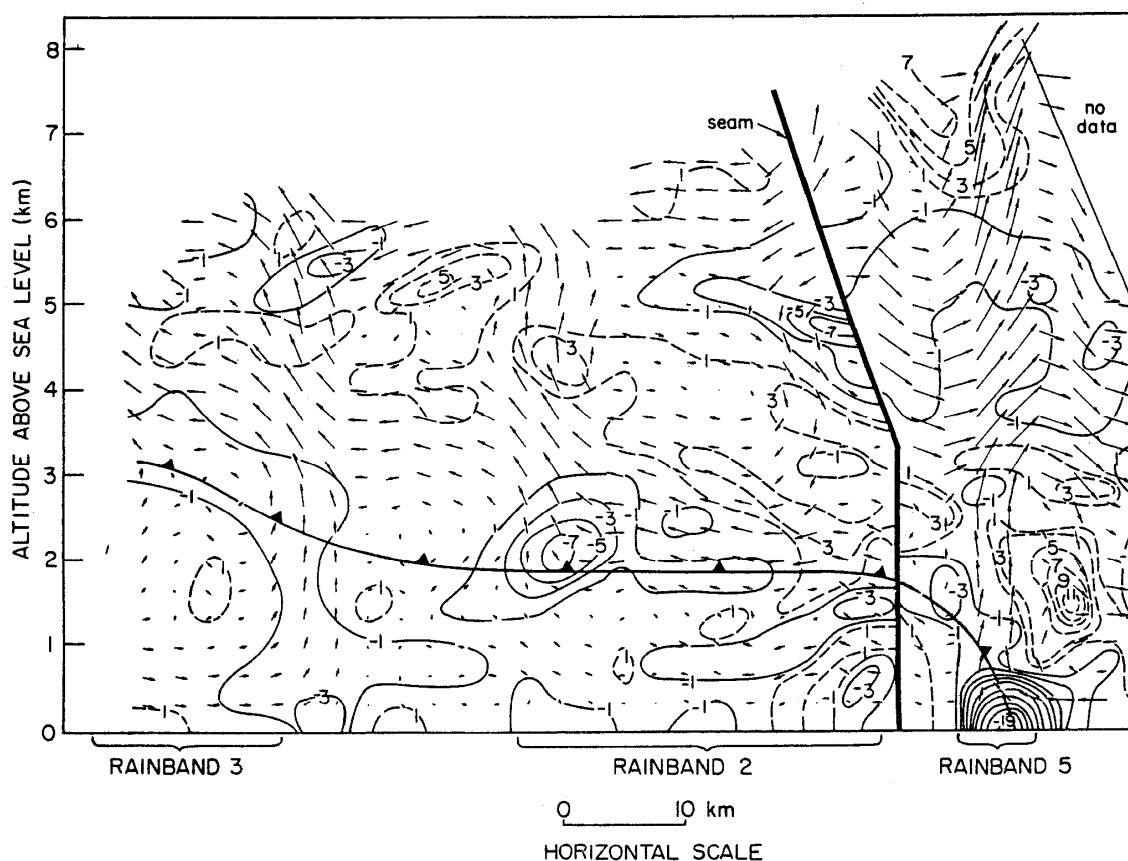


図5 幅の広い寒冷前線のレインバンド (2と3) 及び幅の狭い寒冷前線のレインバンド(5)の鉛直断面図。寒冷前線と幅の狭い寒冷前線のレインバンドに相対的な流れを示す。矢印は5分間の変位を示す。実線と破線はそれぞれ, 計算された断面内の収束と発散(単位は 10^{-4} s^{-1})。接合線の右側は0700PST について, 左側は0730 PST について計算された。CP-3 レーダーの鉛直シアアのデータは, 寒冷前線は寒気の移流の上に位置していたことを示した (Hobbs *et al.*, 1980)。

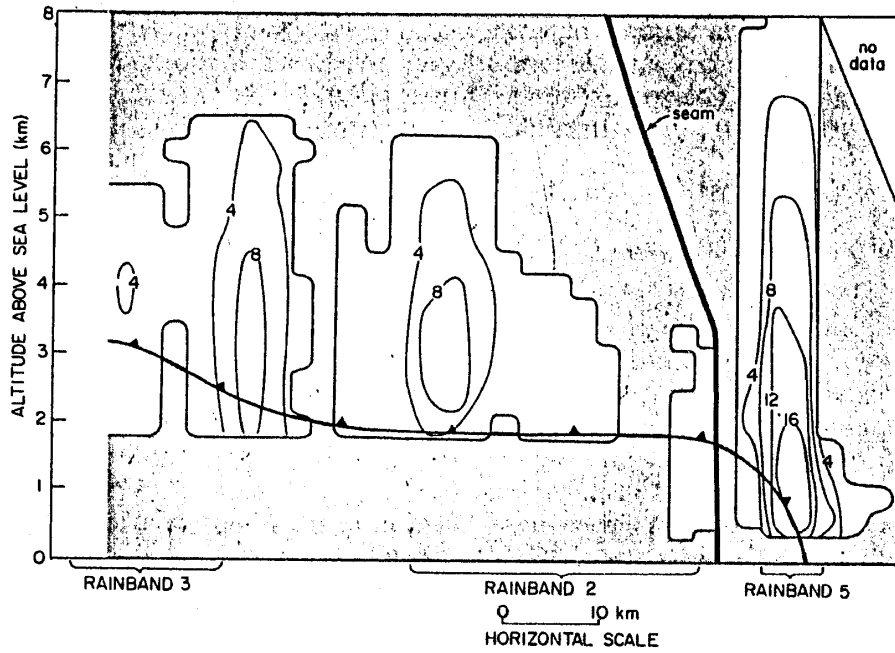


図6 寒冷前線，幅の狭い寒冷前線のレインバンド(5)，幅の広い寒冷前線のレインバンド（2と3）に直交する鉛直断面について示された，計算した凝結率（単位は $10^{-7}\text{kg s}^{-1}\text{m}^{-3}$ ）．影をつけた部分は，雲底下又は上昇流のない部分を示す．接合線の右側は0700 PST，左側は0730PST について計算された(Hobbs *et al.*, 1980)．

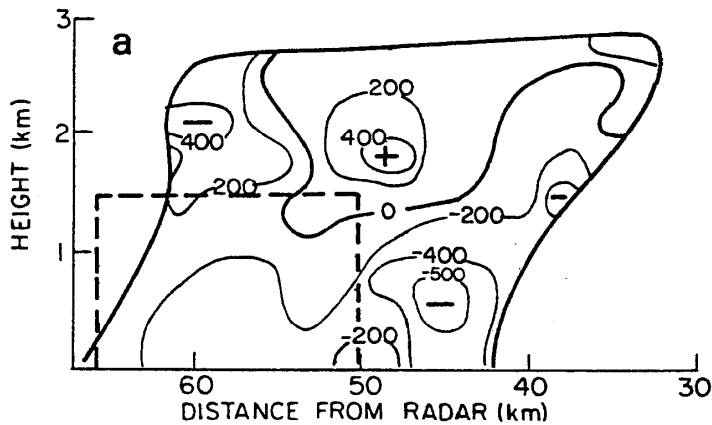


図7 温暖前線のレインバンド中の $\Delta u/\Delta x$ （単位は 10^{-6}s^{-1} ）について計算されたパターン．境界線は反射強度34dBZの等値線を示す．破線はVAD解析のなされた領域を示す(Hobbs *et al.*, 1981)．

一連の観測の中で，寒冷前線については，降水のメソスケールの機構，雲の構造，メソスケールレインバンドに伴う気流，寒冷前線に伴うレインバンド中の降水機構と降水効率が調べられた．図4に示されるように，寒冷前線の風の鉛直構造とレインバンドの構造が解析された．その中のレインバンドの気流系と発散量(図5)も調べられた．上下方向の運動がドップラーレーダー観測からわかると凝結率が計算できるので，図5に対応して図6が得られる．

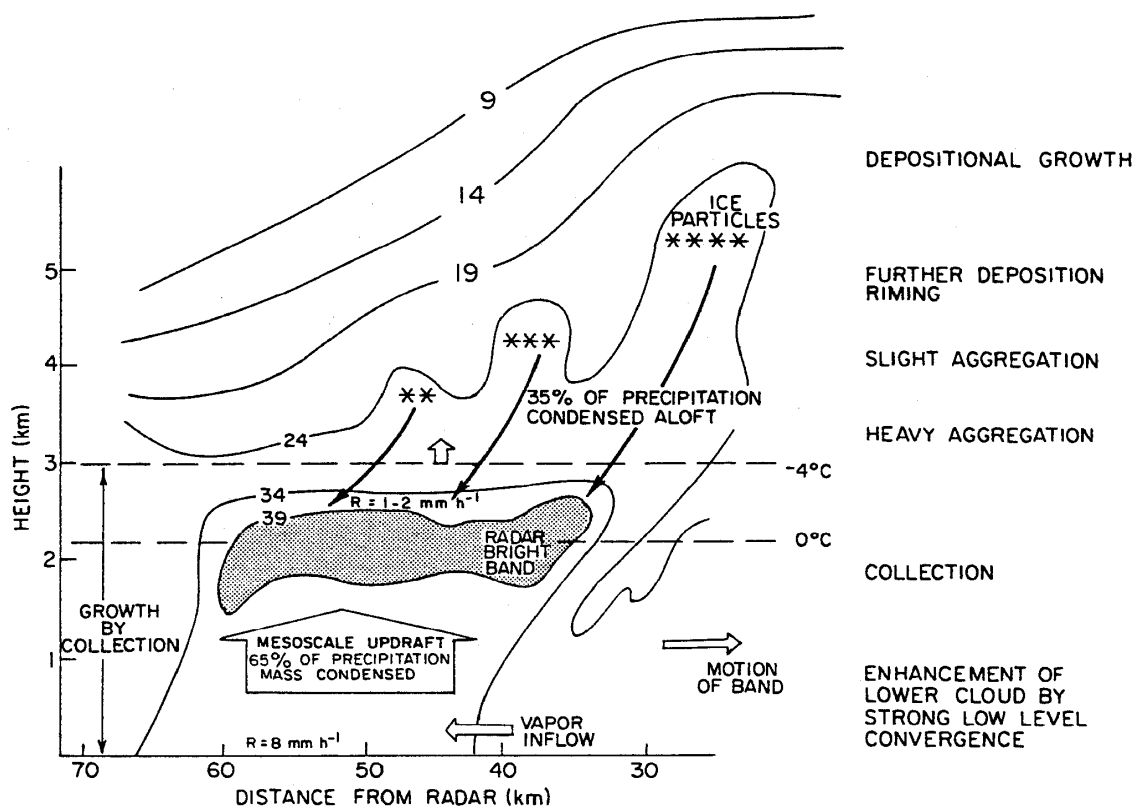


図8 温暖前線のレインバンドにともなう、力学的及び微物理的降水過程の概念図 (Houze *et al.*, 1981).

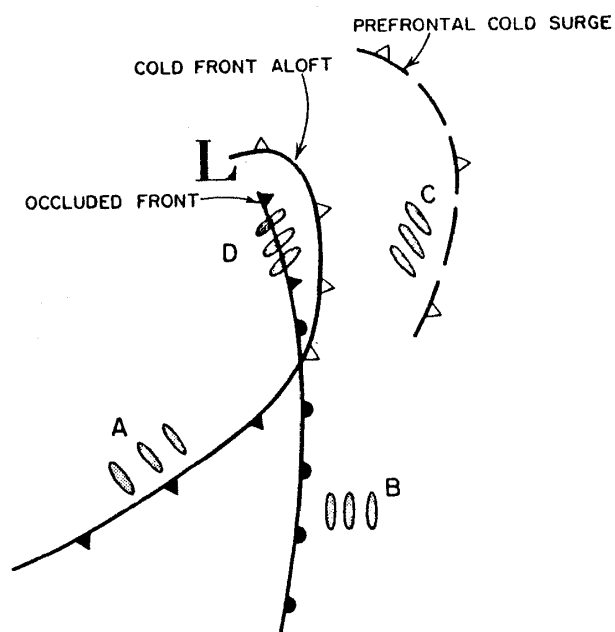


図9 温帯性低気圧の4つのタイプの波状のレインバンド (影の部分) の位置を示す図 (Wang and Hobbs, 1983).

凝結率と降水率の比較から, Seeder-Feeder Zone の役割が議論されている。このように, ドップラーレーダーによる気流の観測により寒冷前線と暖域内のレインバンドの構造が解明されつつある。

温暖前線については, Houze *et al.* (1981) によって, 1977年12月13日ワシントン州での観測例についての解析が報告されている。ドップラーレーダーで測定した速度から, 温暖前線に直交する方向の鉛直断面内の収束量を計算し (図7), 凝結率を計算することにより, メソスケールの上昇流の地上降水量に対する寄与は65%であり, -4°C より上空からの降雪の地上降水量に対する寄与は35%であることが示された (図8)。

前線近くのマイクロスケールの観測結果, 波状のレインバンドの特徴が明らかにされた。図9に示されるように, レインバンドには4つのタイプがある。寒冷前線に伴うレインバンド (図9のA) は50~200kmの範囲に渡り, バンドの間隔は10~15kmで前線に直交し, 高さは3~5 kmである。このタイプのレインバンドは寒冷前線のシア不安定によって引き起こされると考えられる (Parsons and Hobbs (1983c) 及び Wang *et al.* (1983))。

温暖前線付近で観測される, Bタイプのレインバンドは, レインバンドの幅が~8 kmで間隔が~12kmであり, 地上の温暖前線に平行に並ぶ。これは, 上層の generating cellに伴うと考えられた (Herzogh and Hobbs, 1980)。

図9のCタイプのレインバンドについては, Mateika *et al.* (1980) の解析があり, 温暖前線の上空の強い prefrontal cold surge の後面のポテンシャル不安定の所に位置していることが知られた。

図9のDタイプは, 上空の寒冷前線の後で, 地上の閉塞前線の近くの冷たい不安定空気の所に位置している, 幅3~5 m, 長さ~80km, 間隔5~10kmの, 上層の風に平行なレインバンドであったことが Wang and Hobbs (1983) によって示され, 境界層内の水平ロール渦が原因だと推定された。

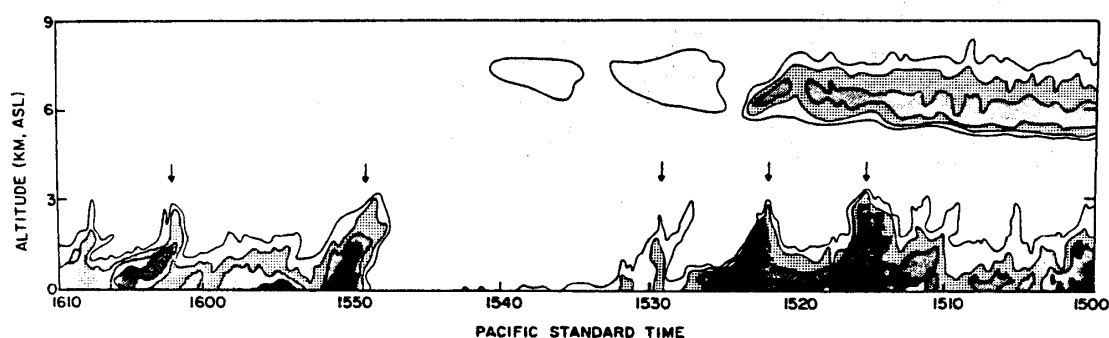


図10 Pt. Brown に設置された, パーティカルポインティングのレーダー-TPQ-11によって測定された反射強度の時間-高度断面図。4段階の陰影は相対的なレーダー反射強度を示す。(暗い部分ほど強い反射強度をもつエコーであることを示す)。矢印で波状のレインバンドを示す (Wang and Hobbs, 1983)。

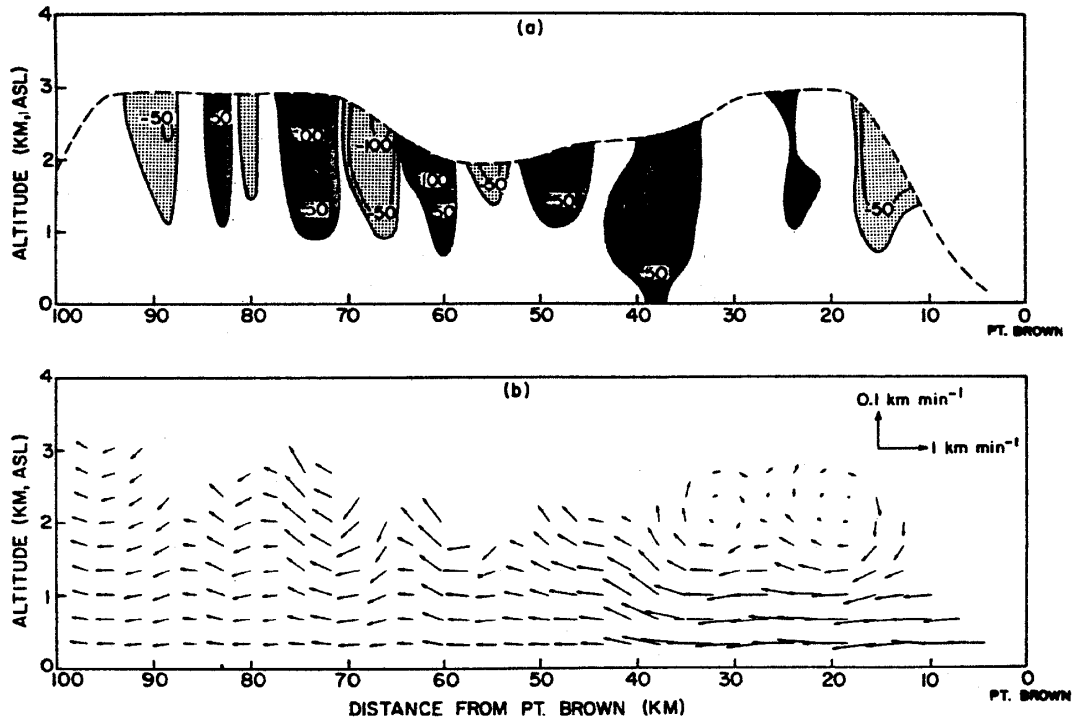


図11 1982年1月16日1541PSTの波状のレインバンドに直交する鉛直断面図。(a)は空気の垂直速度(単位 cm s^{-1})を示す。正は上昇流であり負は下降流を示す。黒い部分は 30cm s^{-1} 以上の上昇流を、点刻部分は 30cm s^{-1} 以上の下降流を示す。(b)は波状のレインバンドの運動に相対的な気流を示す。矢印は5分間の変位(水平方向と垂直方向の速度のスケールは右上に示される)を示す(Wang and Hobbs, 1983)。

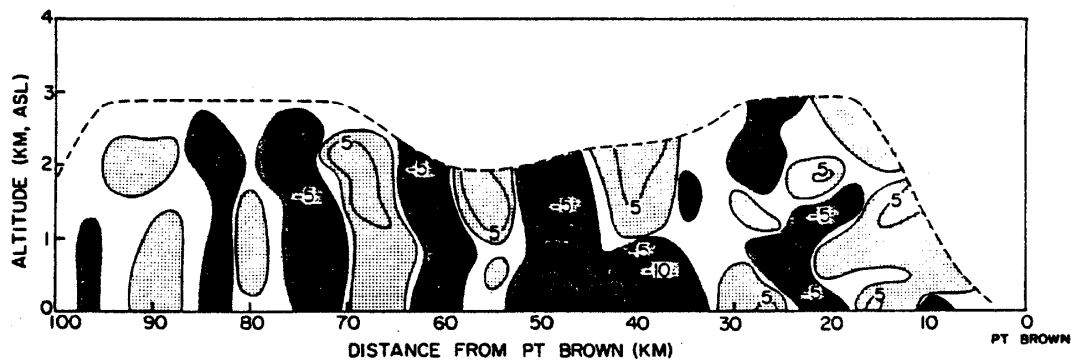


図12 1982年1月16日1541PSTの波状のレインバンドに直交する鉛直断面中の水平発散($\partial u / \partial x$)。単位は 10^{-4} s^{-1} であり、正の値は発散を示し負の値は収束を示す。暗い部分は $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の収束であり、点刻部分は $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の発散を示す(Wang and Hobbs, 1983)。

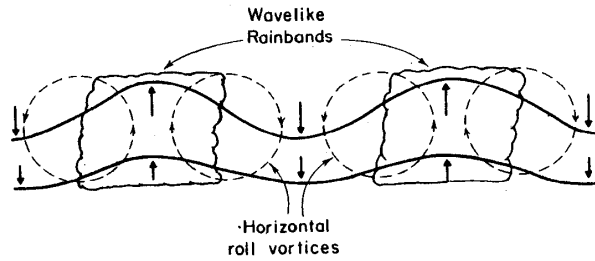


図13 波状のレインバンドと気流の関係についての概念図 (Wang and Hobbs, 1983).

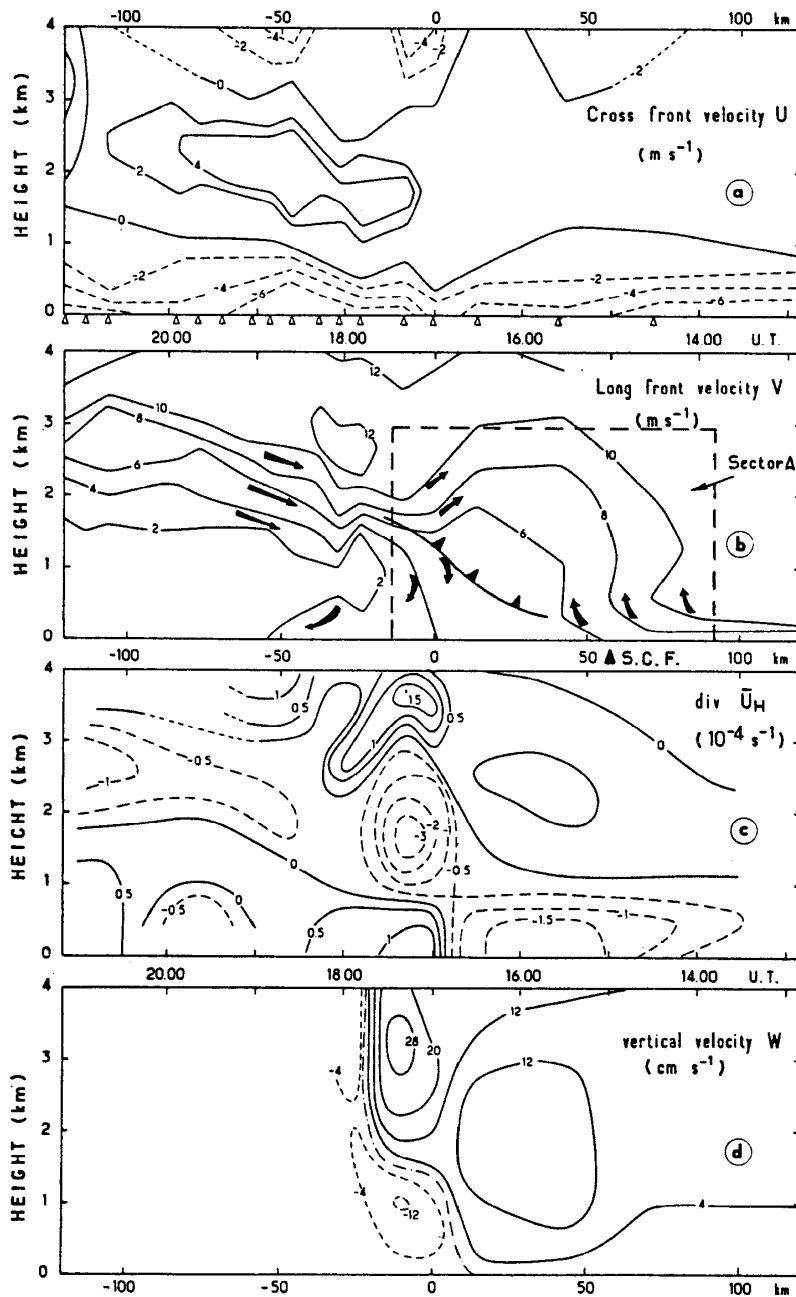


図14 三次元的風の場の前線に直交する方向の鉛直断面図。(a)は前線を横切る速度 U (m s^{-1}) の等値線。(b)は前線に添う方向の速度 V (m s^{-1}) の等値線。(c)は水平発散 (10^{-4} s^{-1}) の等値線。(d)は鉛直速度 W ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)。横軸は X 軸方向の距離と時刻 (GMT) を示す。(b) (Testud *et al.*, 1980)

レインバンドの観測には波長8.5mmのミリ波レーダーも使用され、図10のように反射強度の鉛直時間断面が得られている。矢印はDタイプのレインバンドを示している。この時の、波長5.45cmのドップラーレーダーで測定された、レインバンドに直交する方向の気流の断面図も示されている(図11)。図の上部は風の鉛直速度、下部はレインバンドに相対的な気流を示す。また、図12のように、水平方向の発散量も求められている。これらの結果をもとに、レインバンドと気流の関係が提案された(図13)。

Parsons and Hobbs (1983c) はレインバンドの研究の一つのまとめとして、1976年12月8日の例について、各レインバンドの構造を観測と理論をつき合わせて議論している。その中で注目されるのは、寒冷前線に伴う狭いレインバンドを gravity current で説明していることなどである。ワシントン大学のグループは、寒冷前線に伴う狭いレインバンドにおける

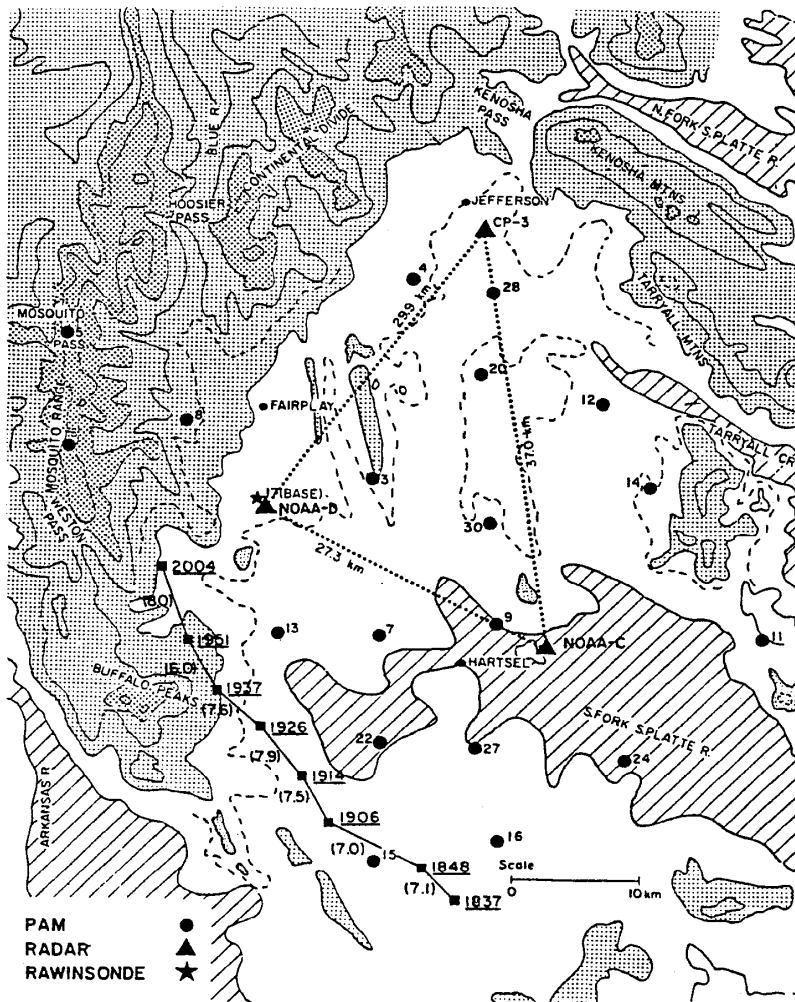


図15 コロラド州のサウスパーク地域の地図。9000 ft (2744m) 以下の部分をハッチし、10000ft (3049 m) 以上の部分に陰影をほどこし、1200ft (3659 m) 以上の部分に黒い陰影をほどこした。PAM観測点の位置は観測番号を添えた黒丸で示した。星印は観測基地を示す。CP-3, NOAA-C及びNOAA-Dのレーダー設地点を黒三角で示した。準定常なストームの軌跡、レーダースキャンの時刻、移動速度も示した (Cotton *et al.*, 1982)。

降水の発達モデル作りも行なっている (Rutledge and Hobbs, 1984).

ワシントン大学の Hobbs のグループ以外にも、前線に関する多くの研究があるが、Testud *et al.* (1980) による、フランスにおける寒冷前線の観測が注目される。VAD の方法を改良して、水平風の測定に力点が置かれており、図14のように、寒冷前線の断面用での、前線を横切る等風速線、水平発散、鉛直速度が示され興味深い。

前線を伴う低気圧の研究は、主に 1 台のドップラーレーダーによる隊線の断面内の気流の構造解析に中心があり、その結果を基に降水機構に迫ろうとしているのが現在の研究の方向だと考えられる。

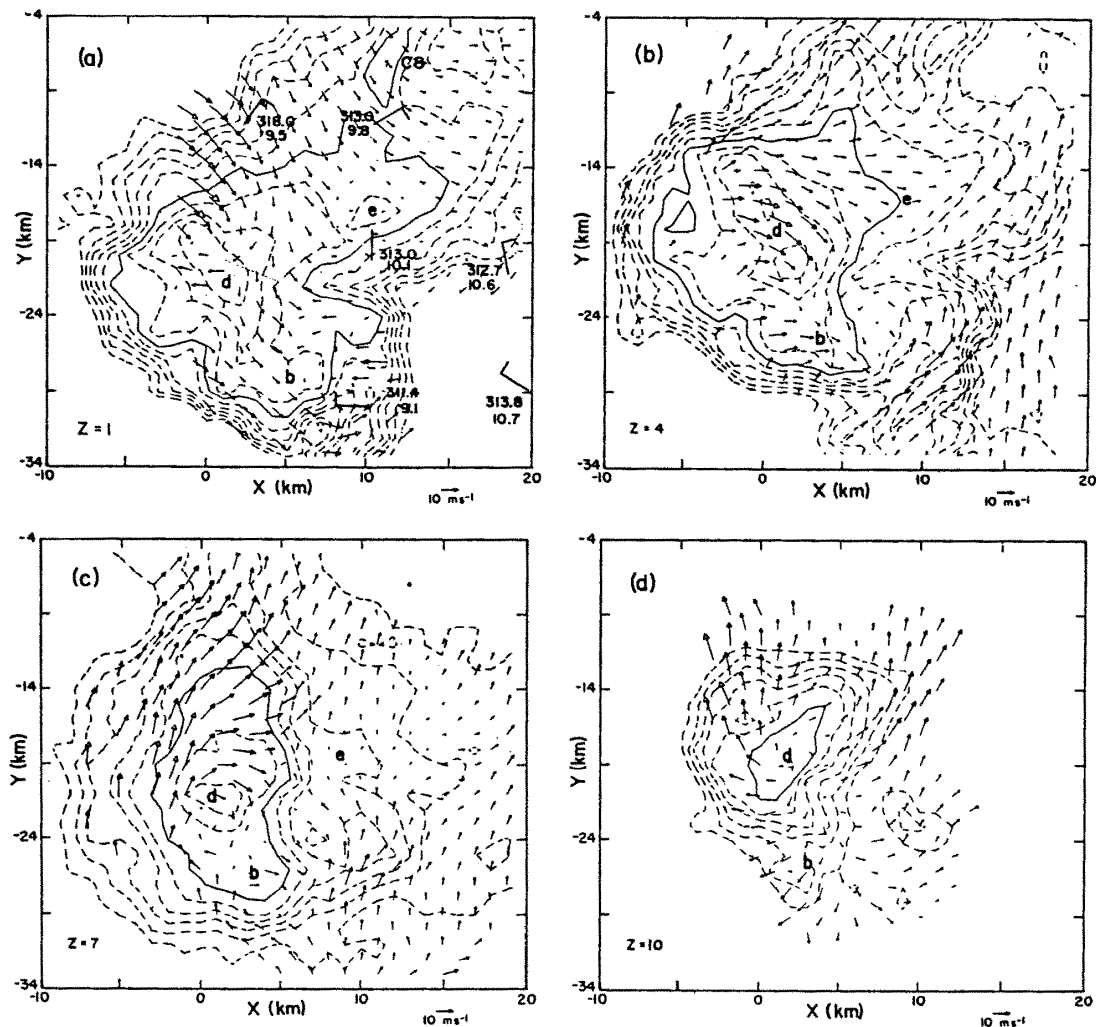


図16 2 台のドップラーレーダーから得られた1927MDT の空気の水平方向の運動 ((a)については NOAA-D と CP-3 について、その他は NOAA-C と NOAA-D によって得られた). (a)は地上 1 km, (b)は地上 4 km, (c)は地上 7 km, (d)は地上10km. エコー強度の等値線は15dBZ から 5 dBZ 間隔で示し、40dBZ を太線で示した。地上のメソネットによる風向・風速 (地面に相対的な)、温位及び混合比を(a)に示した (Knupp and Cotton, 1982a).

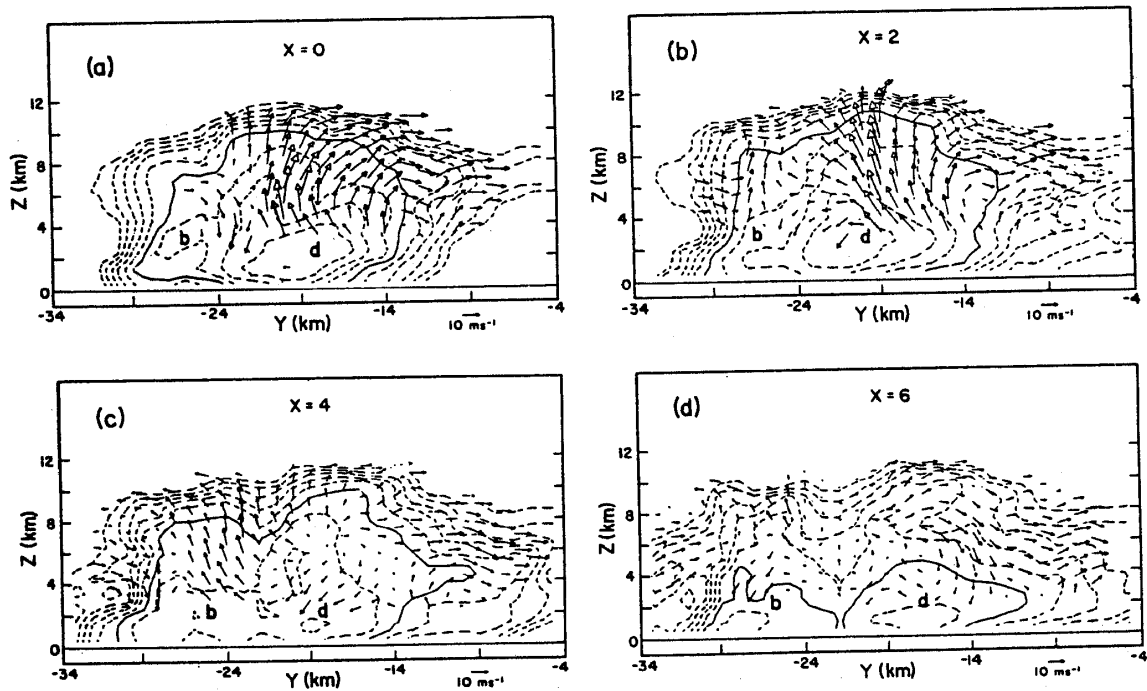


図17 2台のドップラーレーダーで得られた速度ベクトル(ストームに相対的な)1927 MDT に南北方向の鉛直断面 (NOAA-C と NOAA-D による)。エコー強度の等値線とベクトルのスケールは図16と同じ (Knupp and Cotton, 1982a)。

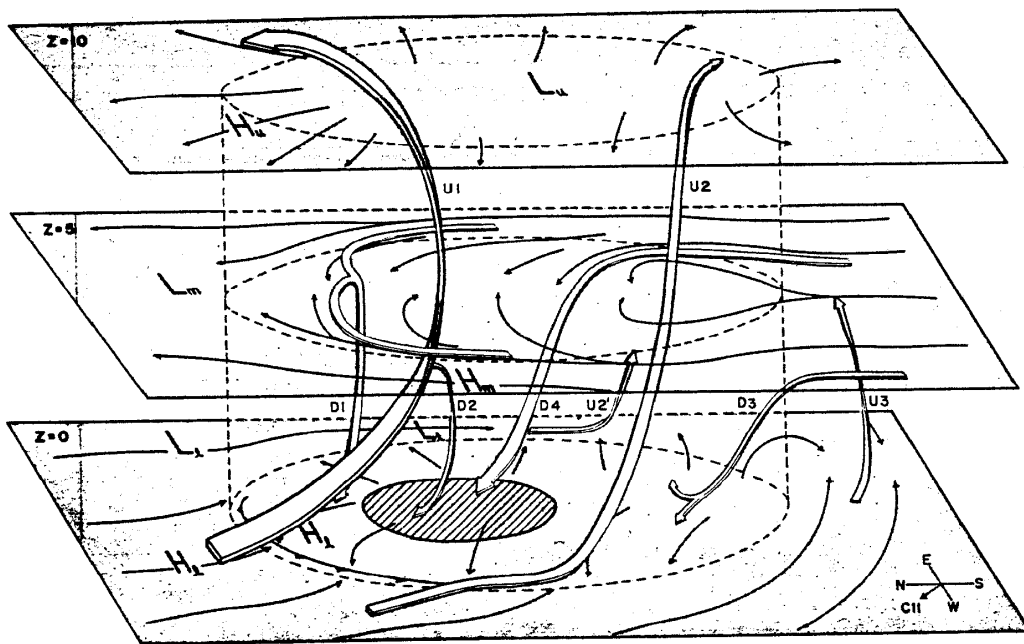


図18 ストーム C11の強くて準定常状態のときの概念モデル。流線は3つの高度面内の気流(ストームに相対的な)を示す。リボン状の矢印は上昇と下降の循環を示す。 H と L はそれぞれ強い流れと弱い流れを示し、 l は低層、 m は中層、 u は上層を意味する。ハッチをした部分は強い雨の領域である (Knupp and Cotton, 1982a)。

3.2 積乱雲の構造

積乱雲の構造の研究は、雹、竜巻、雷、突風などの研実と密接に関係があり、それぞれの項目の所で多くの例について述べる。最初に、ドップラーレーダーを利用した積乱雲の観測研究2例について述べる。

3.2.1 積乱雲

山地の積乱雲の解析の一例として、1977年7月19日にコロラド州サウスパークで行なわれた観測がある (Cotton *et al.*, 1982)。図15のような観測網で、3台のドップラーレーダー (NCAR の CP-3及び NOAA の NOAA-D と NOAA-C) を中心とした、地上メソネット、ゾンデ、航空機による観測がなされた。このケースは、日射と地形の影響を受けてできた収束にメソスケールの積乱雲が発生したものであった。

Knupp and Cotton (1982a) の解析では、図16に示されるように、4高度の反射強度と水平風をみることができる。下層 (1 km) では北西の風と収束域及び発散域がみられる。上層 (10km) では発散が顕著である。図16の反射強度の大きな部分を切る鉛直断面が図17である。これらの解析を基に、図18のような概念モデルが示された。主な上昇流 U 1, 下降流 D

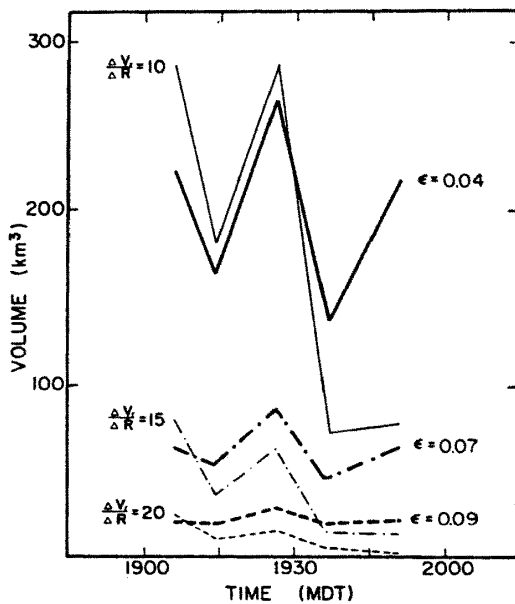


図19 時刻ごとの、3つの ϵ 及び $\Delta V_r/\Delta R$ の値で囲まれる体積。細い線は、 $\Delta V_r/\Delta R$ (10^{-3} s^{-1}) 一定の値で囲まれる体積を示し、太い線は、 ϵ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$) 一定の値で囲まれる体積を示す (Knupp and Cotton, 1982b)。

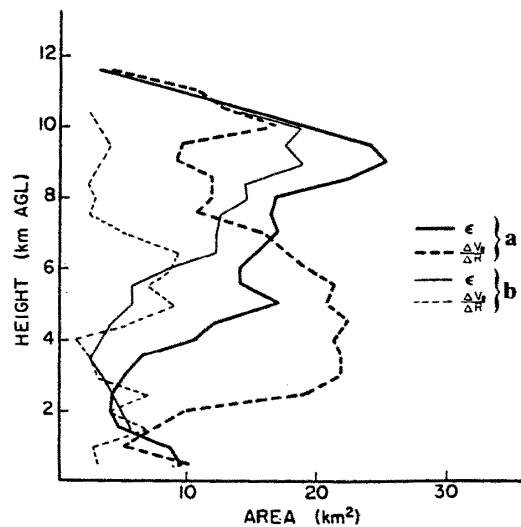


図20 $\epsilon = 0.04 \text{ m}^2 \text{ S}^{-3}$ と $\Delta V_r/\Delta R = 10^{-2} \text{ S}^{-1}$ で囲まれる面積の高度 (地上) 変化。 ϵ については実線で、 $\Delta V_r/\Delta R$ については破線で示した。(a)は1907, 1915及1927 MDT の合成であり、(b)は1937と1951 MDT の合成である (Knupp and Cotton, 1982b)。

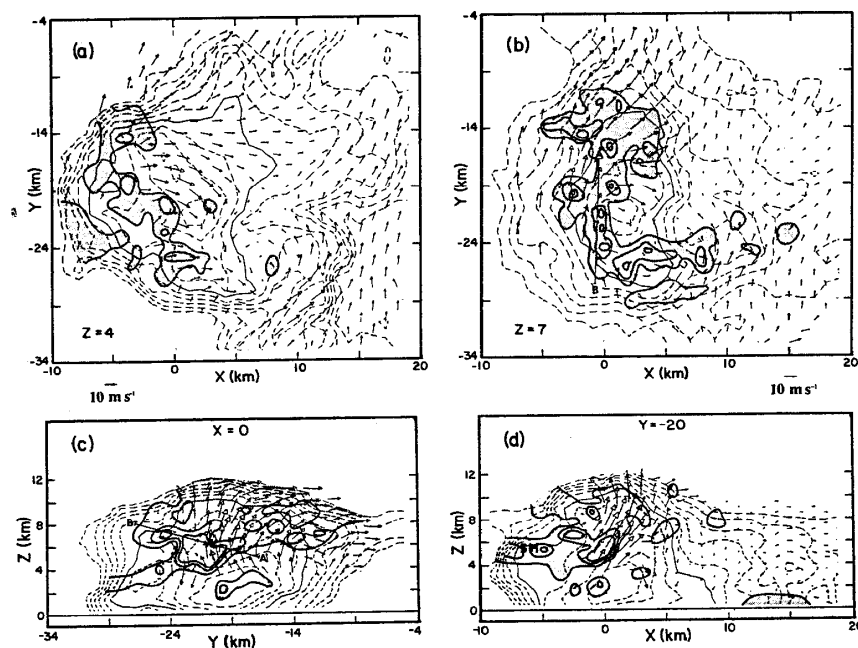


図21 1927MDT における，選択した方向の水平断面，鉛直断面内の，反射強度因子，平均風向・風速（ストームに相対的な）及び消散係数のパターン．反射強度の等値線は15dBZからはじまる 5 dBZ 間隔で示し，実線は40dBZ を示す． ϵ の等値線は $\epsilon = 0.02, 0.04$ 及び $0.07 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ を示す．座標原点は NOAA-D の設置点である (Knupp and Cotton 1982b)．

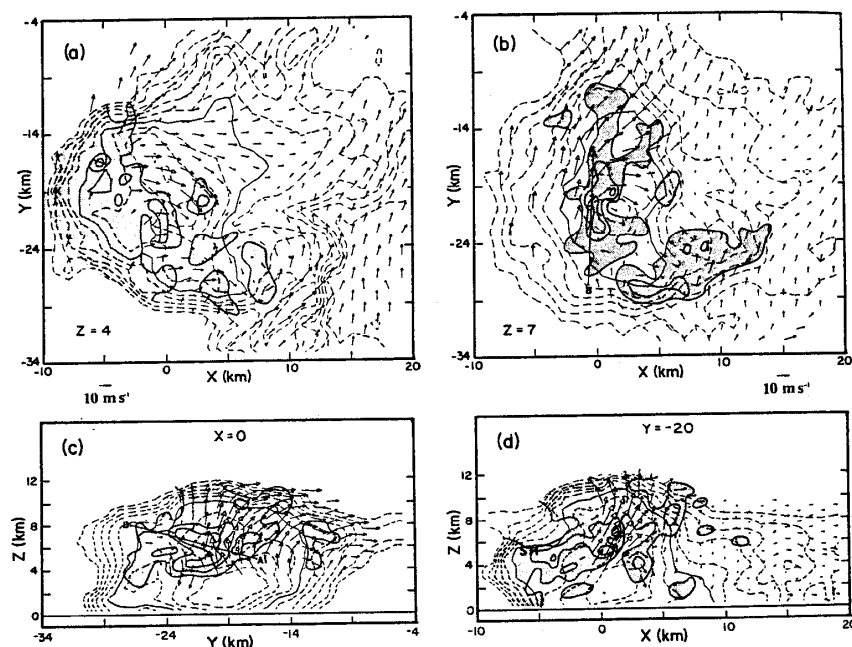


図22 1927MDT における反射強度因子，平均風向・風速（ストームに相対的な）及び放射線方向の速度傾度， $(\Delta V_r / \Delta R)$ ． $\Delta V_r / \Delta R$ の等値線は $5 \times 10^{-3}, 10 \times 10^{-3}$ 及び $15 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ である．座標原点は NOAA-D の設置点 (Knupp and Cotton, 1982b)．

4などの様子がわかる。このように、実測に基づいた気流の三次元的構造が描かれるようになった意義は大きい。

さらに、Knupp and Cotton (1982b) は、乱れの問題を扱っている。運動エネルギーの消散係数(ϵ)と放射線方向の平均速度の測定ゲート間の変動($\Delta V_r/\Delta R$)を計算している。運動エネルギーの消散係数は次式で定義される。

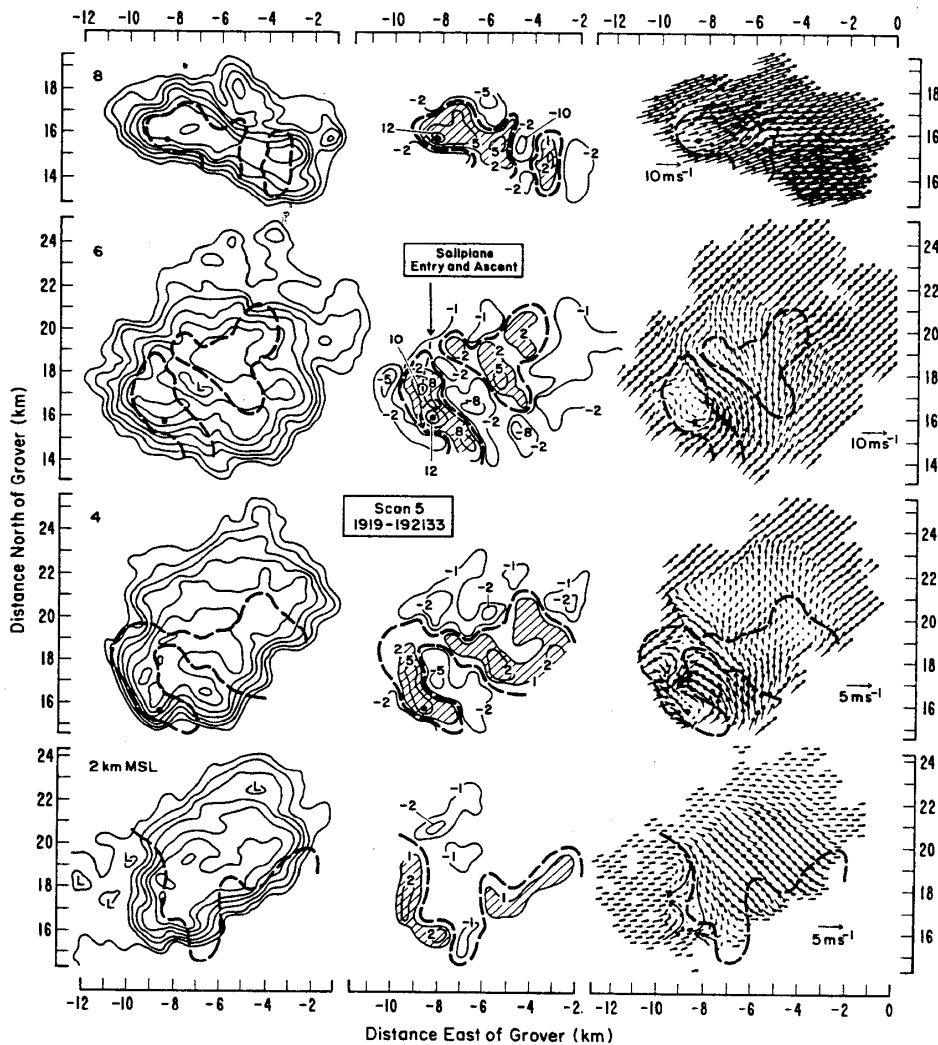


図23 1919—1921MDTにおける、各高度(反射強度の図の左上に示した)の反射強図(図の左側)、上昇・下降流(図の中央)及びストームに相対的な、水平面上での気流の水平断面図。太い破線で上昇域と下降域を区別した。1 ms⁻¹以上の上昇流の部分をはッチで示した。反射強度の等値線は5 dBZeから5 dBごとに示した。上昇・下降流の値(ms⁻¹)は等値線上に示した。風のベクトルの大きさは、高度2 kmと4 kmは5 ms⁻¹を、その他の高度では10ms⁻¹を示した。速度が小さな場合には流線を補った。グライダーの進入位置と上昇域も示した。黒丸で上昇流最大の点を示した(Miller and Dye, 1983)。

$$\varepsilon = \frac{1.66}{RQ} \left[\frac{\sigma_{11}^2}{1.26A} \right]^{1.5}$$

ここで、 σ_{11}^2 はドップラースペクトルの二次のモーメントであり、 R はレーダーからの距離、 Q はビーム幅である。 A は定数で、Knupp and Cotton (1982b) は $A=1.44$ を用いた。図19に、 ε と $\Delta r / \Delta R$ が一定値の体積の時間変化が示される。19時27分以後に、 $\Delta V_r / \Delta R$ 一定の体積が急激に減少している。これはストームの構造の変化によるものである。これに比べる

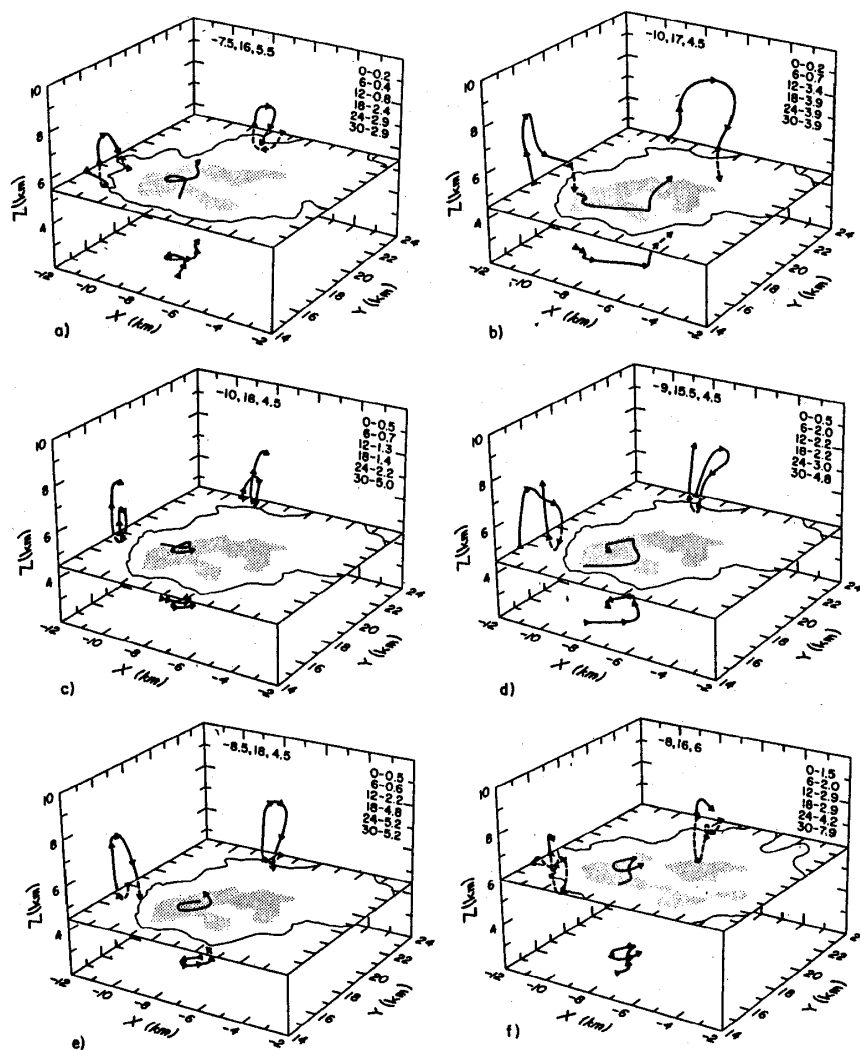


図24 1919—1921MDT のドップラーレーダーで得られた3次的な気流の場から計算した粒子の軌跡の例。粒子の軌跡は、X—Y、Y—Z及びY—Z平面へ投影されている。6分間の粒子の粒を矢印で示した。6分ごとの粒子の直径(単位はmm)はX—Z面の右上に示した。粒子のはじめの点の座標はX—Z面の右上に示した。粒子のはじめの高さの平面上に、反射強度の等値線5 dB (Ze) と35dB (Ze) 以上の領域(点刻域)を示した (Miller and Dye, 1983)。

と ε 一定の体積の変化は比較的少ない。この理由は、小さな渦は時間変動が小さいためと説明される。

また、 $\varepsilon=0.04\text{m}^2\cdot\text{s}^{-3}$ と $\Delta V_r/\Delta R=10^{-2}\text{s}^{-1}$ の等値線の水平的な面積の鉛直分布が19時27

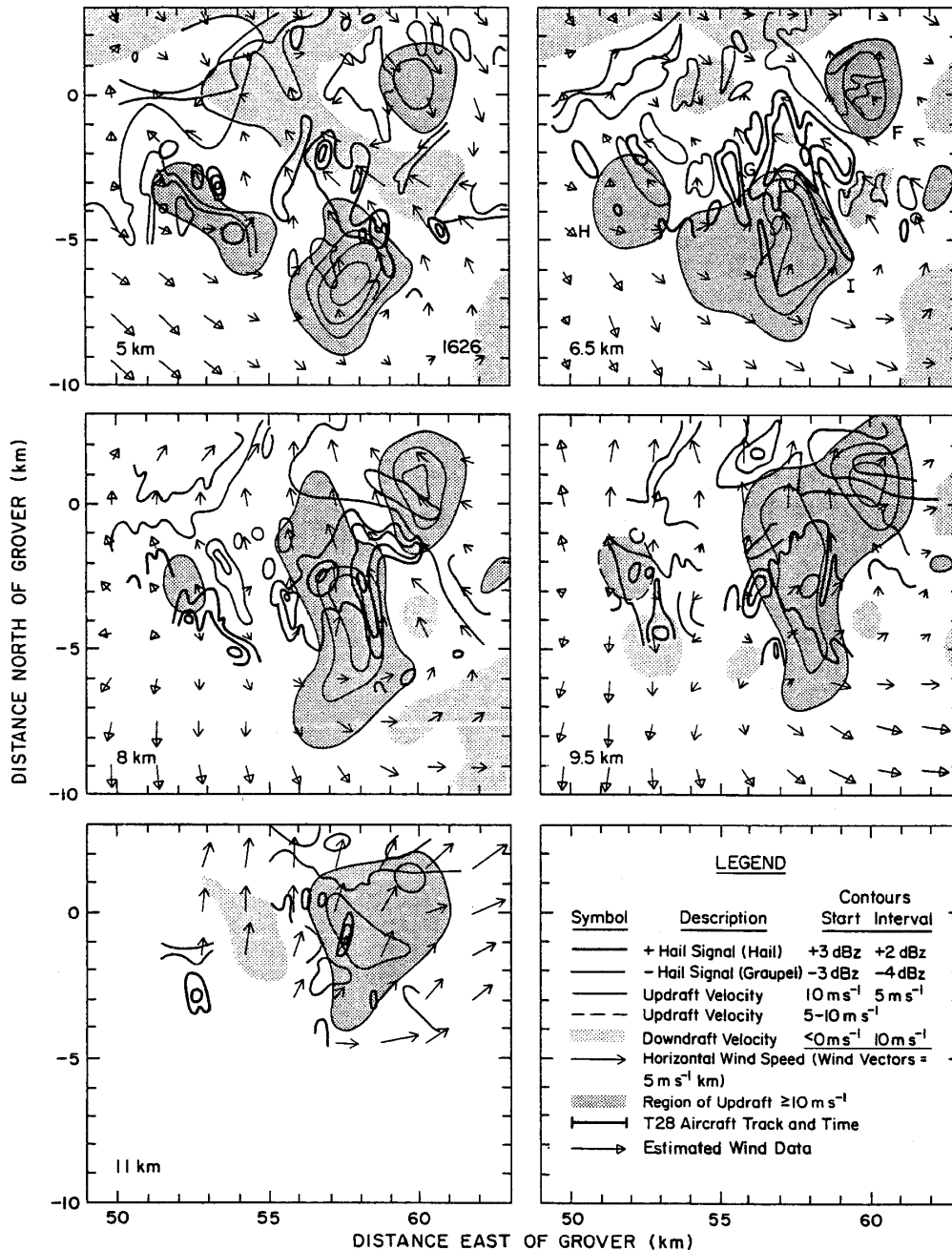


図25 1626, 1632及び1640MDTにおける、一定高度面についての3台のドップラーレーダーによる測定。その面に近い2波長レーダーのデータも加えた。下降流の広い領域は -1 m s^{-1} ではじまる等値線で示した。各時刻とも、セルにともなう上昇域のすぐ近くに、支配的なセルが6.5km高度にあった。データは1635MDTのストームの位置に相対的にプロットした (Heymsfield *et al.*, 1980)。

分前後について示されている(図20). 19時7分, 19時15分, 19時27分の $\Delta V_r / \Delta R = 10^{-2} \text{s}^{-1}$ の等値線の面積の小さな部分が高度 2 ~ 6 km にみられ, 2 km 付近の高度に $\epsilon = 0.04 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ の面積の小さな部分がある. 図21と図22にそれぞれ, 19時27分の, 反射強度と平均速度ベクトルに, ϵ と $\Delta V_r / \Delta R$ の等値線が示されている. 高度 7 km では, エコーの北側の強風域で乱れが小さいこと, ϵ と $\Delta V_r / \Delta R$ の大きな値は風のトランスバースなシアに伴っていること, $\epsilon > 0.04 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ の領域は局所的に分布しているなど多くの特徴が得られている. こ

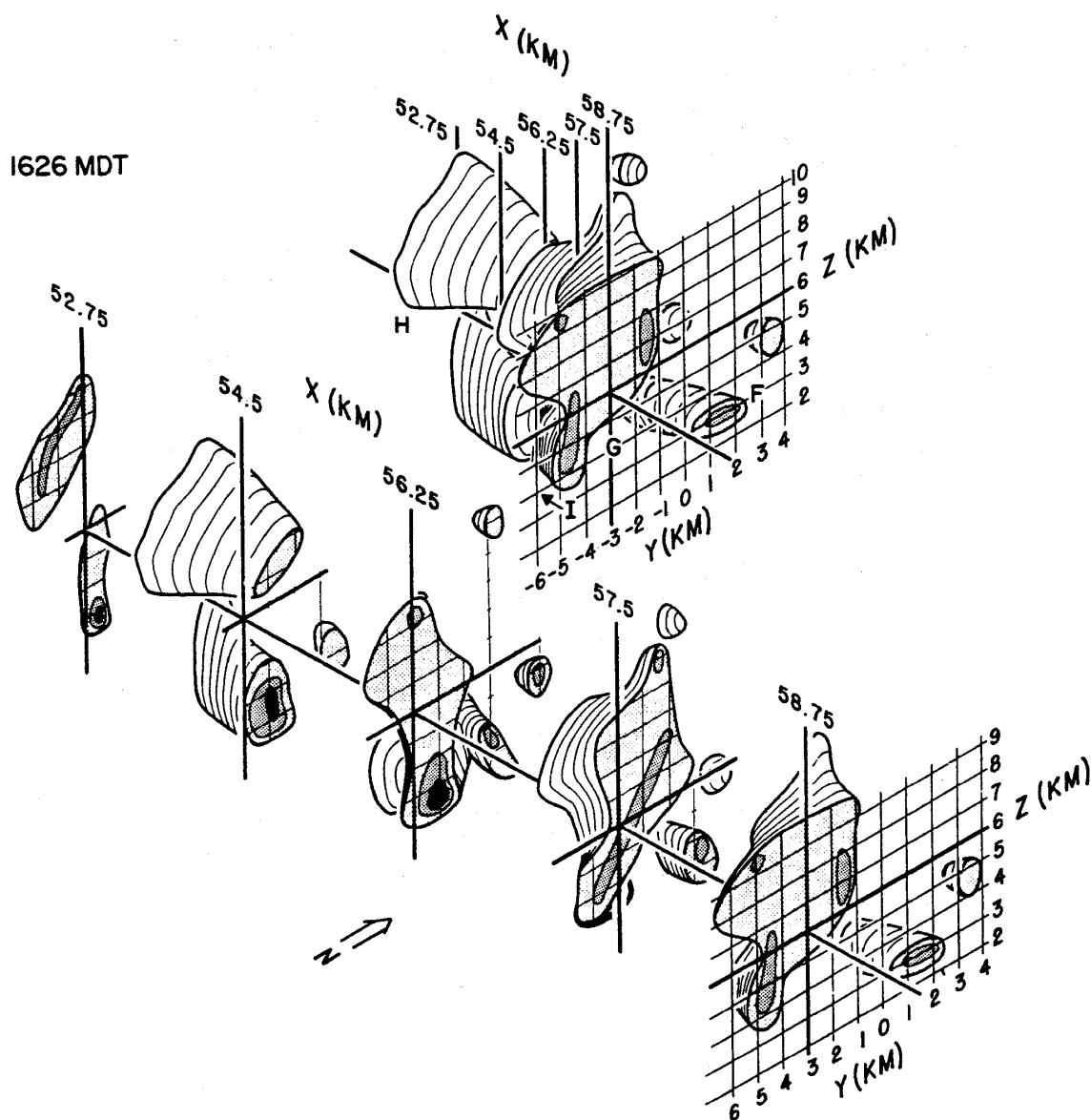


図26 1626MDT の雹の位置. 図の上部は三次元的な合成図であり, 図の下部は, 南北方向の 5 つの垂直断面図. 外側の等値線は 2 波長レーダーによる 3 dB の線で等値線間隔は 2 dB. セルの位置は図の上部に示した. 高さ 6 km の南北方向を太線で示した. クローバー座標に対して $Y = -3 \text{ km}$ の垂直線も太線で示した. 南北方向の X 面の位置は図の下部に示される (Heymsfield *et al.*, 1980).

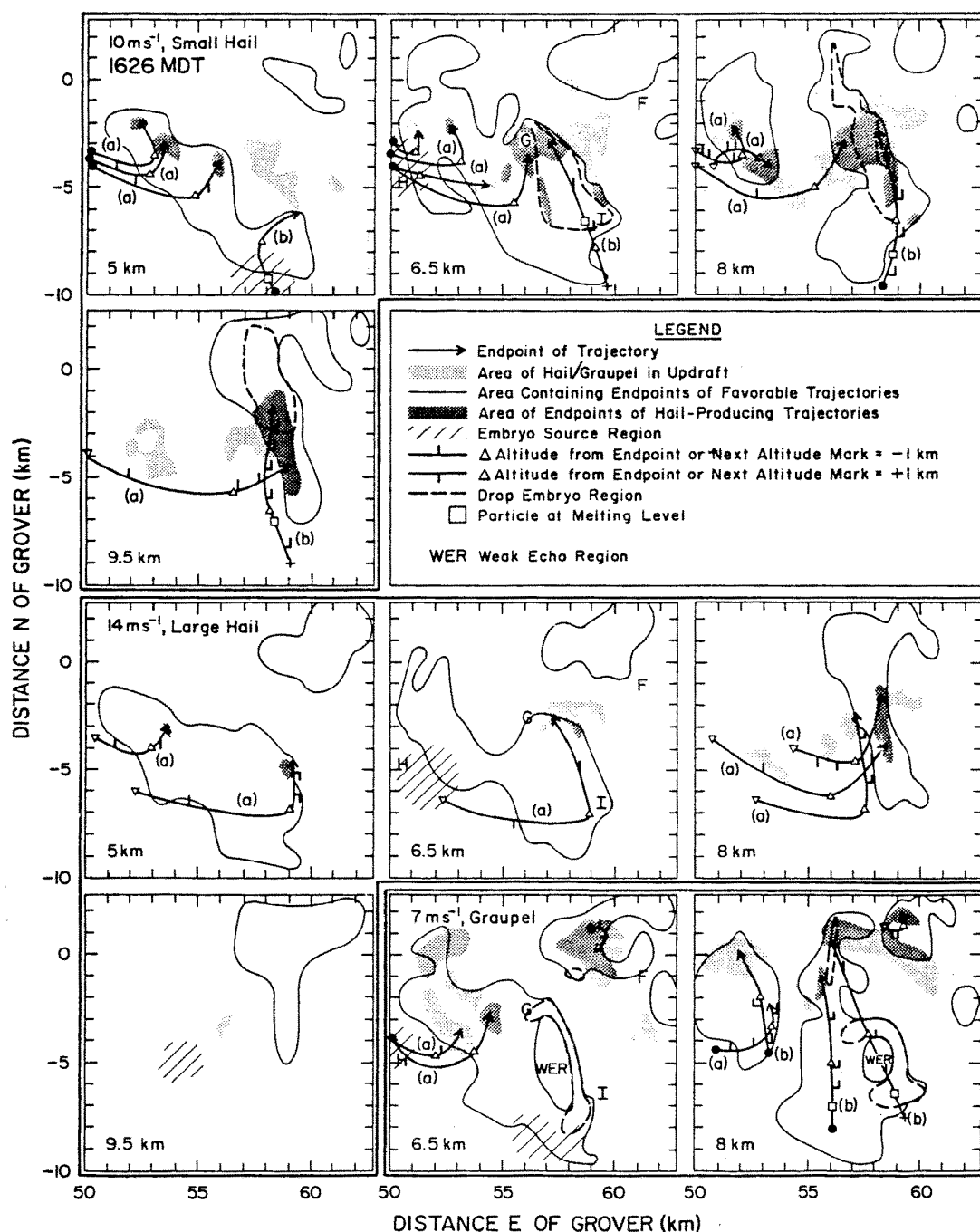


図27 終速度が10, 14及び7 ms^{-1} の雹粒子の1626MDTの軌跡. それぞれの終速度をもつ粒子について、一連の終端の高度を示した. 一連のものは太枠で囲み、終速度と粒子の大きさを、その枠の左上すみに示した. 細い実線は、つごうの良い軌跡の領域、すなわち、雹を作る軌跡は終端で雹であるような都合の良い軌跡である. 支配的な軌跡の例を示した. 一定高度面の選択は図25と同じ. 2波長レーダーデータから得られた、小さな雹 (10ms^{-1}), 大きな雹 (14ms^{-1}) 及び霰 (7ms^{-1}) の位置は上昇流の領域上にも示した. 終端点からの時刻は次の記号で表わした: S (4分), Δ (7分), + (10分), \bullet (14分), ∇ (22分). セルの位置は図25と同様に示した (Heymsfield *et al.*, 1980).

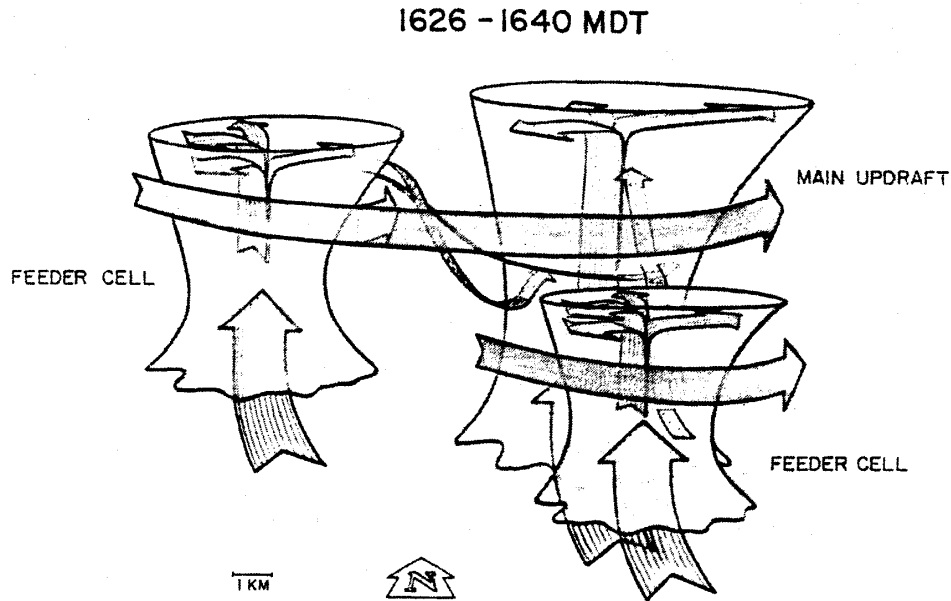


図28 1626-1640MDT における、雹形成の過程を示す概念図。影をつけてない矢印はストームに相対的なまわりの風を示し、垂直方向の影をもつ矢印は上昇する気塊を示し、点刻をした矢印は主な雹を作る軌跡を示す (Heymsfield *et al.*, 1980)。

のような研究は今後注目すべき分野である。

次に、鉛直シアの弱い場合の対流雲の構造の観測について Dye *et al.* (1983) と Miller *et al.* (1983) の研究がある。シアが弱い場合には、上昇流からの暖かくて湿った気塊との混合によって、下降流の負の浮力を減少させ、地上には弱い下降流は到達しないことを示した。1976年7月25日のケースの解析について示された、各高度別の反射強度、上昇・下降流及び水平気流の表現が注目される (図23)。上昇・下降流の境界線に反射強度と水平風を重ねているので現象を理解しやすい。また、ドップラーレーダー観測から得られた三次元的気流を用いて30分後までの降水粒子の軌跡と粒子の直径が計算されている (図24) のも注目される。

3.2.2 ひょう 雹

ドップラーレーダー観測を中心としてなされた雹の生成及び雹雲の構造の組織的な研究として、コロラド州で行なわれた NHRE (National Hail Research Experiment) プロジェクトがある。そのなかの一つ、1976年7月22日のケースについて詳しい解析結果が報告されている。

まず、雹成長のメカニズムについて、Heymsfield *et al.* (1980) が三台のドップラーレーダーによる風解析、二波長のレーダーによる雹域の推定、及び飛行機による雹雲の観測の結果を述べている。この論文にはカラーの図面が多数掲載されており、ドップラーレーダーの

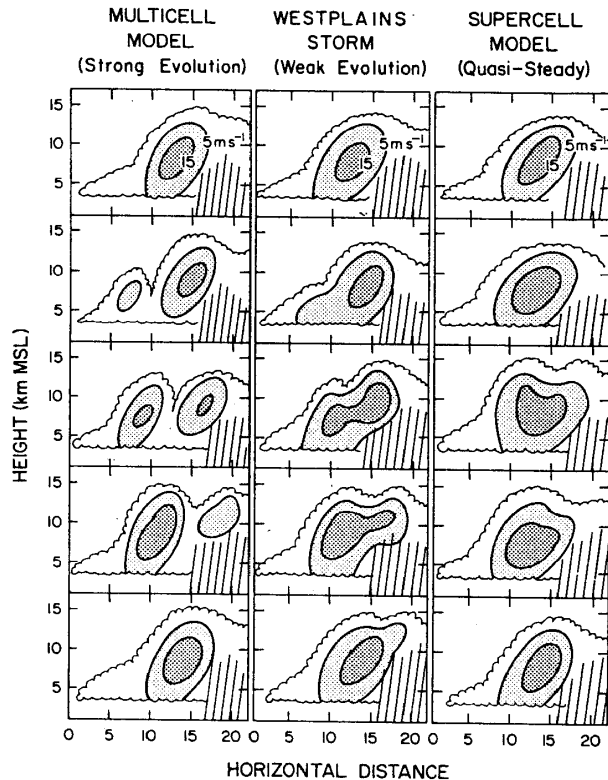


図29 3つの異なる形態のストームの上昇流の発達を示す概念図。等値線は上昇流の等風速線を示す。図の左側は断続的な上昇の形成を供ないマルチセル・モデルに従うセルの発達を示す。右側のスーパーセルモデルでは、上昇流は準定常である。図の中央に示したウェストプレーンズのストームについて推定されたモデルは、大きな上昇流の部分は除々に変化するが、常に一つにつながっている。この例はマルチセルの強い発達と対照させて弱い発達と呼ぶことにする。図の上から下へ移る時間間隔は3～5分である (Foote and Frank, 1983)。

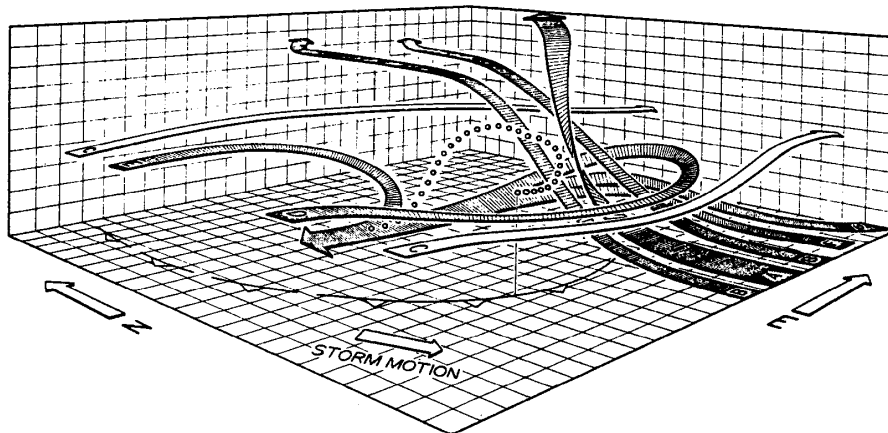


図30 ウェストプレーンズ・ストームの気流の主な構成要素・強い上昇流は、ストームの南～南東の低い層から始まる。A のリボンで描かれており、ストームの内部では急激に上昇し、アンピルの流れを作ってストームから北の方へぬける。強い上昇流のわきでは、もっとゆっくりと上昇し、北にぬける前にストームの後深く入りこむ。中層では西風の一般場の流れがストームの横をまわって発散的になる傾向がある (C で示した流線) が、一定部分はストームに入り (D と E の流線)、下降流になる。下降流になるものには、はじめ南東から東の下層にある気流 (F と G の流線) もある。それらはエコーのコアのまわりをまわって下降する前に数キロメートル上昇する。地面ではなく、南～南東へ移動しているストームに相対的にいくつかの流線を描いた。小さな丸印は可能な雹の軌跡である (Foote and Frank, 1983)。

情報量の多さを印象づけた。上昇・下降流，水平風，雹域の高度別の分布等が解析され（図25），二波長のレーダーによる雹域の三次元的分布（図26）が示され，さらに，図27のように雹の軌跡が描かれ，フィーダーセルからメインセルへの雹の移動が示された。これらの結果をまとめて図28のような，1976年7月22日16時26分～16時40分についての概念図が示された。なお，NCARのCP-2（波長10cmと3cm）による二波長レーダー観測の解析結果はJameson and Heymsfield (1980) に詳しい。

このケースについてはその後も研究結果が発表されている。Foote and Wade (1982) によって，このストームのレーダー反射強度の詳しい解析が報告され，Heymsfield and Musil (1982) によって，飛行機観測による，微物理観測，熱力学的要素と鉛直速度の測定結果が報告されている。さらに，Foote and Frank (1983) は3台のドップラーレーダーによる気流の三次元的解析と気塊の軌跡の計算から，1976年7月22日のコロラドのケースは，マルチセルモデルとスーパーセルモデルの間であることを示した（図29）。また，そのストームの内部と周辺 of 三次元気流のモデルも描かれている（図30）。Heymsfield (1983) は上述の結果をもとに雹の芽の発達過程を演繹している。さらに，Foote (1984) もこのケースの観測結果をもとに，雹の成長について議論している。

1976年のNHREプロジェクト中の別の観測例，6月22日のケースについて，Miller and Fankhauser (1983) の解析がある。地上の風の解析も加えて，大きなマルチセルの積乱雲の雹形成と，気流の解析をしている。

雹の観測はオクラホマ州でも多数なされている。Nelson (1983) により，1976年5月29日のスーパーセルストームについて，複数のドップラーレーダーを用いた気流の解析と雹形成のモデルが示されている。1977年5月28日のケースについては，Ziegler *et al.* (1983) により，二台のドップラーレーダーによる風解析と，雹の成長のモデル計算が行なわれている。オクラホマ州での観測網は図33のとおりである（ただし，Ziegler *et al.* (1983) はNSSLとCIMの2地点のドップラーレーダーを使用した）。図31に示したように，上昇・下降流，水平風などの詳細な解析がある。また，採集した雹の重水素の含有量の分析などから，雹形成の温度を推定し，モデル計算の結果と比較している（図32）ことなどが注目される。

以上のように，米国においては，雹の研究観測においても複数台のドップラーレーダーが不可欠になっている。

なお，雹をもたらしうような積乱雲に伴なう，ダウンバーストやガストフロントに関する研究も多い。ダウンバーストについては3.4節“マイクロバースト”で，ガストフロントについては4.4節“ガストフロント”で述べる。

3.2.3 竜巻

竜巻の観測はオクラホマ州で行なわれたものが多い。1977年には，NSSLの2台の波長10

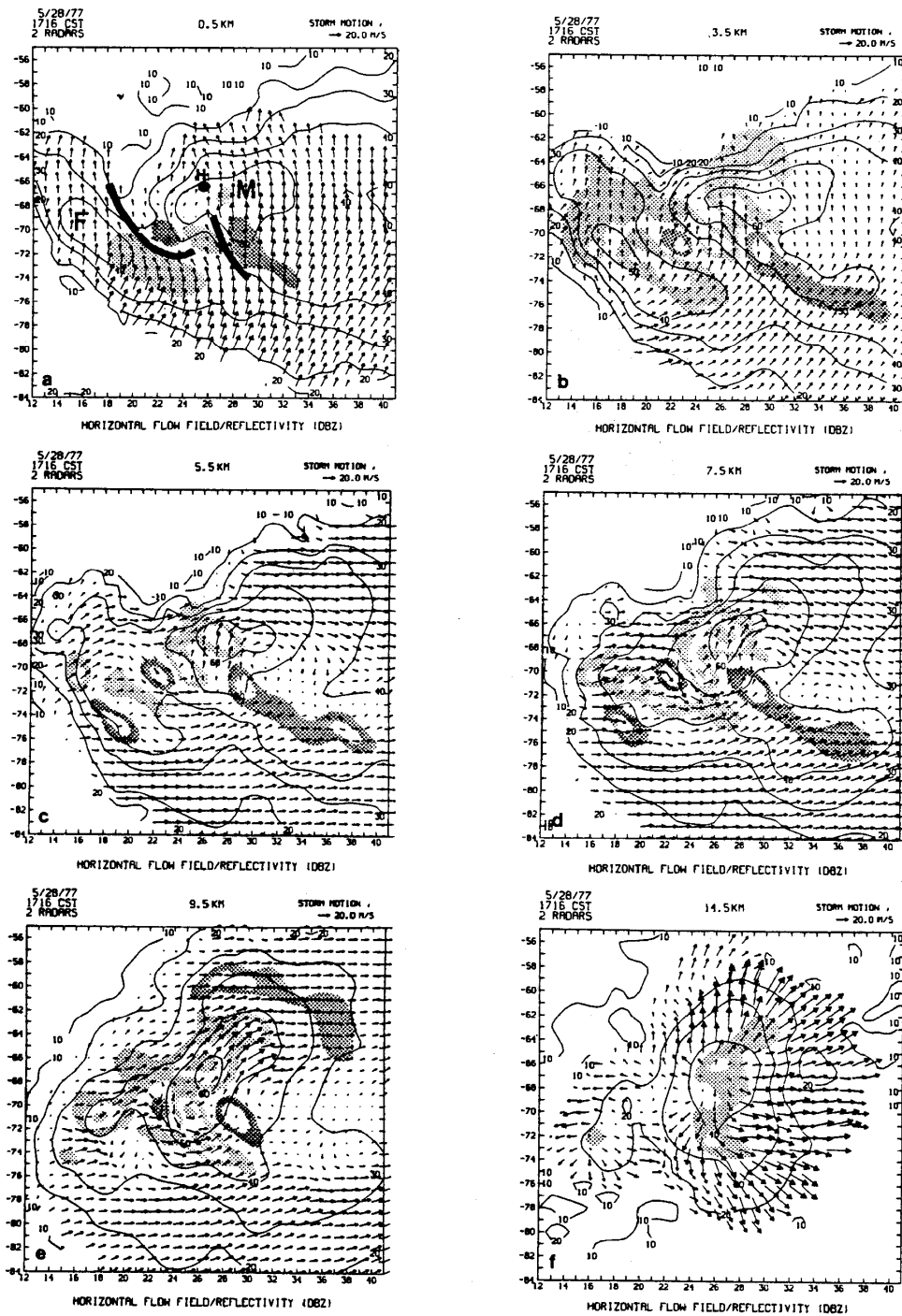


図31 1716CST のストームについて示した、ストームに相対的な水平速度と反射強度の解析図。反射強度は10dBZ 間隔で示した。(a)高度0.5km についての解析。薄い点刻と濃い点刻はそれぞれ、1.5 km の高度で 5ms^{-1} をこえる上昇流と下降流の領域を示す。太い線は気温と風の不連続が予想される部分。地上の電採取点を黒丸印で示した。フィーダーセルとメインセルの位置がそれぞれ F と M で示される。(b)高度3.5km についての解析図。薄い点刻と濃い点刻はそれぞれ 5ms^{-1} 以上の上昇流と下降流の領域を示す。閉じた点刻をされない領域の境界部分の速度差は 10ms^{-1} である。(c)高度5.5km 以外は図31(b)と同じ。薄い点刻の領域の一番外側の境界は 15ms^{-1} 。(d)高度7.5km 以外は図31(c)と同じ。(e)高度9.5km 以外は図31(c)と同じ。(f)高度14.5km 以外は図31(c)と同じ (Ziegler *et al.*, 1983)。

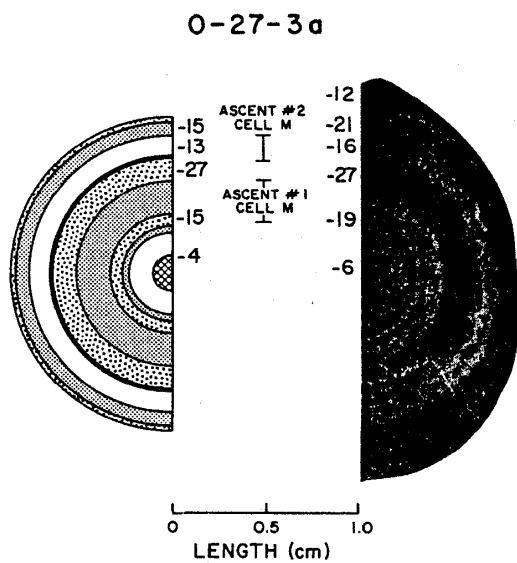


図32 モデル化した雹 A (図の左側) と採集した雹 27-3a (右側) の断面 (透過光による)。氷の層が形成された温度 ($^{\circ}\text{C}$) を示してある。網状の陰影部分はモデル化された雹の芽を示す。薄く点刻した層は高密度 ($>0.75\text{gcm}^{-3}$) ドライグロースを意味する。点刻のない部分はウェットグロースを意味する。主な上昇流中での上昇時間は図の中心部に示される (Ziegler *et al.*, 1983)。

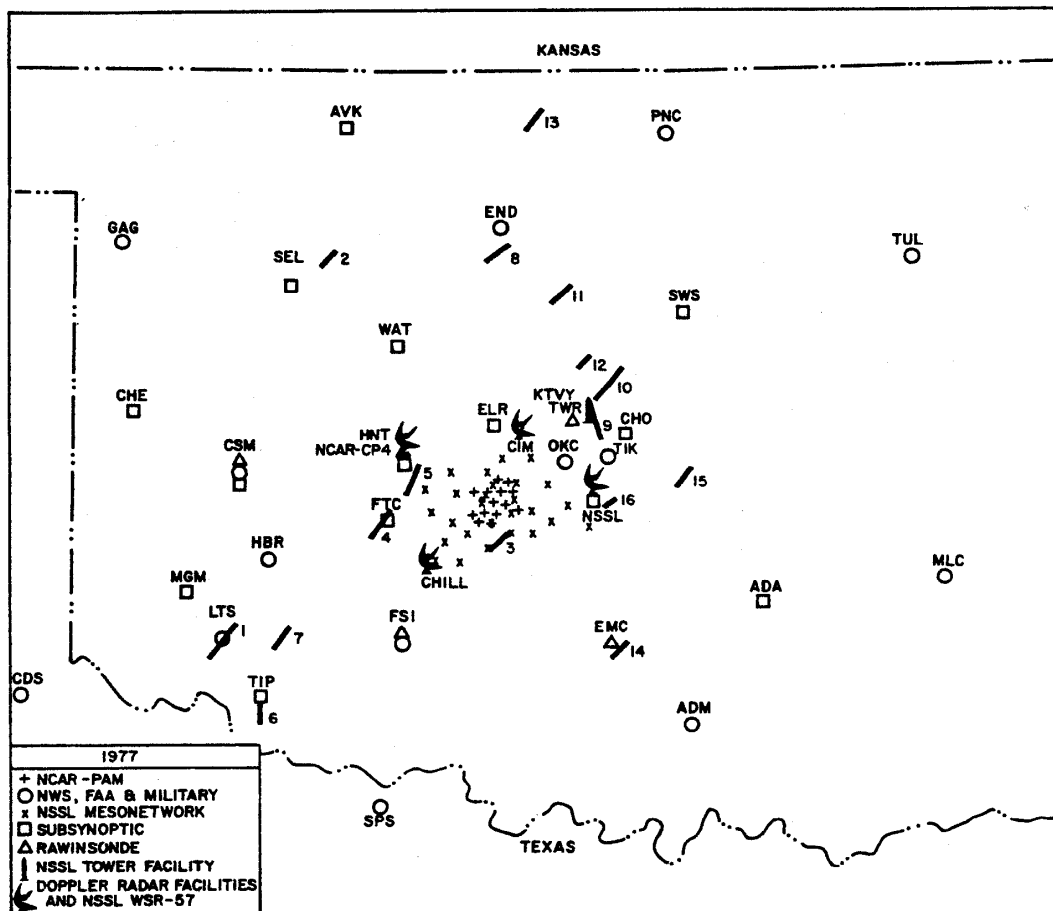


図33 1977年のスプリングプログラム期間中に、オクラホマ州に展開された、レーダー、地上観測装置、塔及びレーウィンゾンの位置。5月20日に起きた16個の竜巻の被害経路も示した (Ray *et al.*, 1981)。

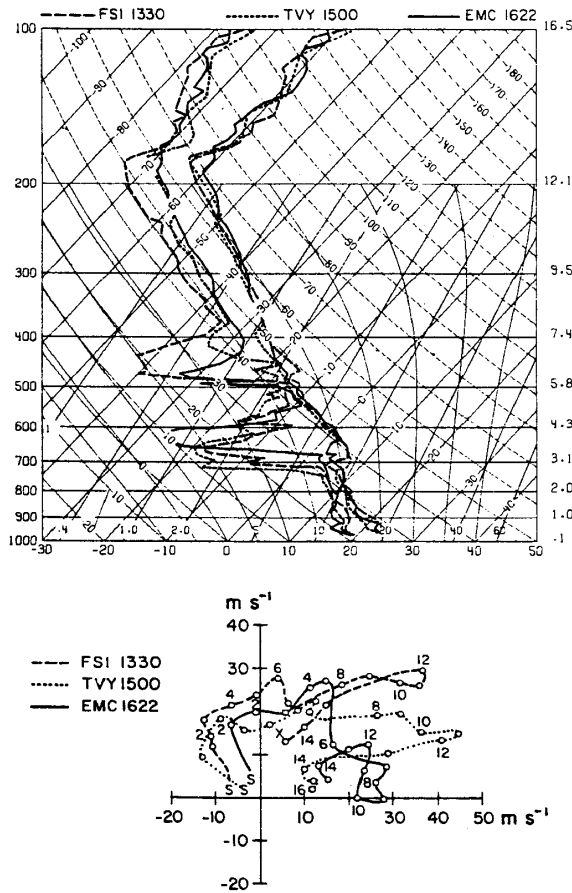


図34 (a)フォートシル(1330CST), エルモア市(1500CST)及びオクラホマ市のTVY地点(1622CST)におけるサウンディング。500~600mbの中層の雲が顕著である。(b)のホドグラフでは風の鉛直シアと、高さとともに風向が回転していく様子が示される。×印はドップラーレーダーで観測された、近似的なストームの移動速度を示す(Ray *et al.*, 1981)。

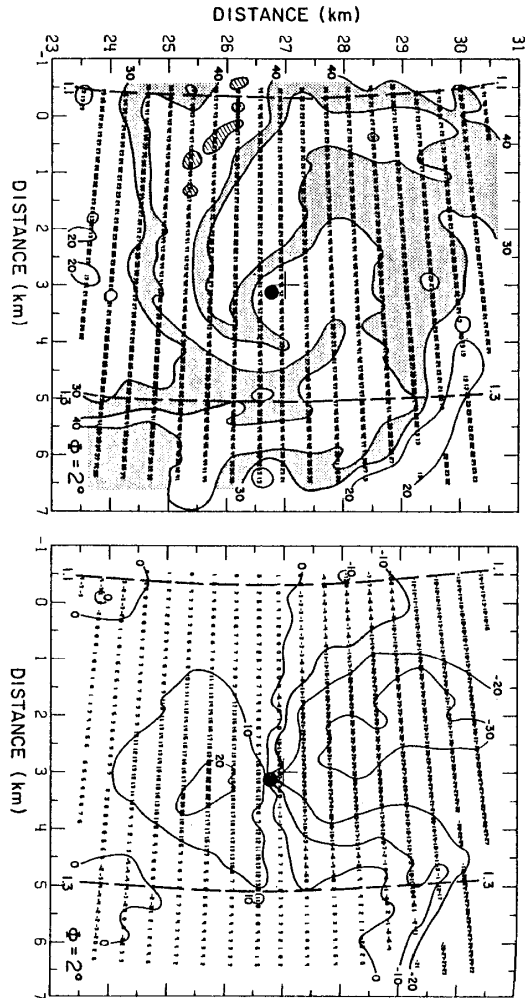


図37 竜巻が地上に達しているとき(1845 CST)の反射強度と速度成分(Brandes, 1981)。

cmのドップラーレーダーと、NCARの波長10mと5mのドップラーレーダーの計4台を展開し、ゾンデ、地上観測を加えた、組織的な観測がなされた(図33)。観測期間中の竜巻をもたらした、5月20日の例について多くの解析がなされている。

Ray *et al.*(1981)は、この日の16時18分から18時47分までのストームの形態を明らかにするために、風の三次元的解析を大量に行なっている。このケースは、図34に示されるような大気の鉛直構造をもち、500~600mbの雲が顕著であり、また、ホドグラフから風のシアの様子がわかる。ホドグラフ中の×印はドップラーレーダーで測定したストームの移動速度を

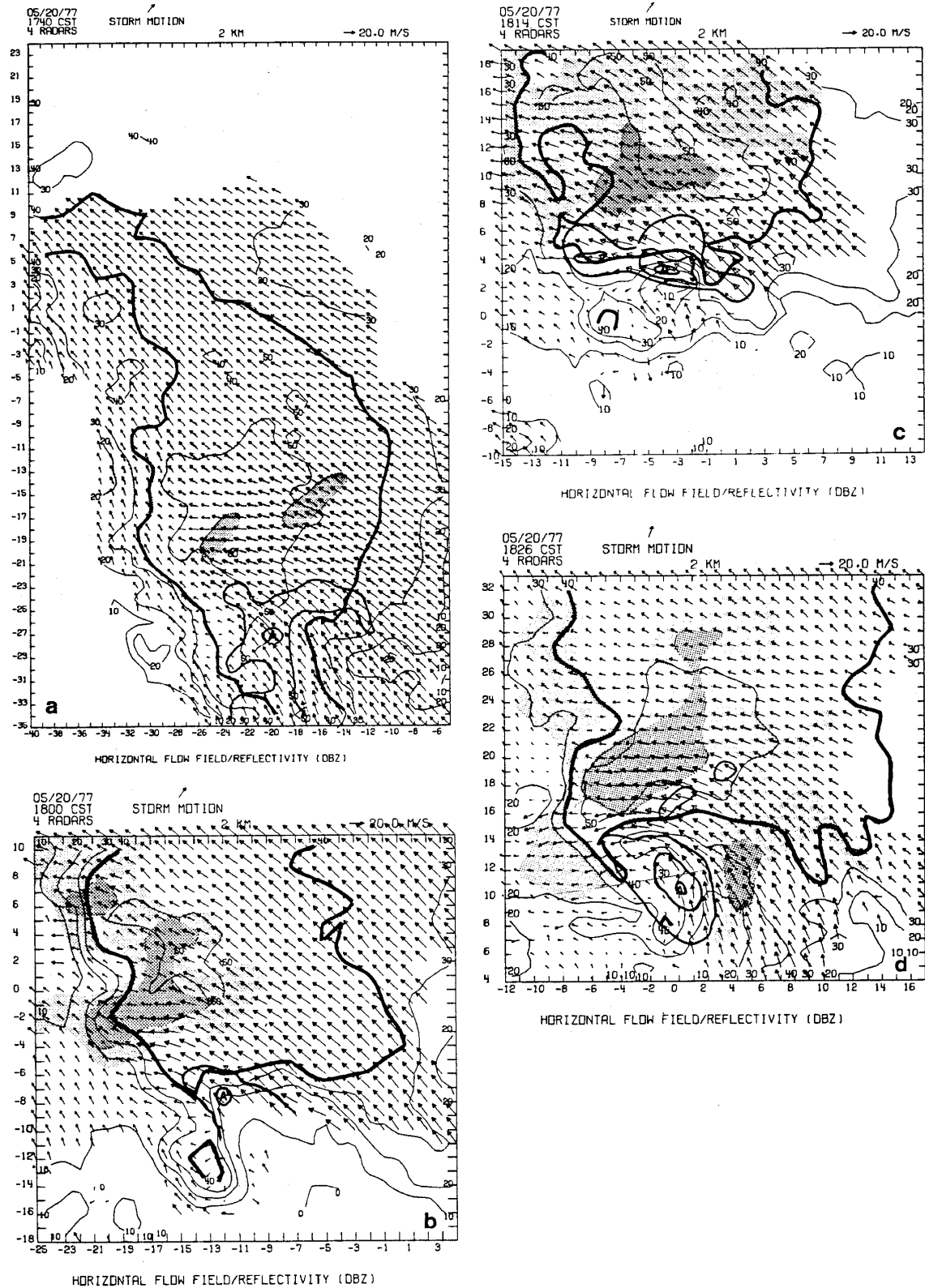


図35 デル市ストームの、地上 2 km のストームに相対的なドップラーレーダーによる風、解析時刻は次の通りである。(a)1740, (b)1800, (c)1814, (d)1826, (e)1833及び(f)1847CST. 上昇流のある所は(A)と(B)で示した。(g)は地上風、反射強度、及び点刻で示した竜巻の被害経路。ドップラーレーダーで得られた風の場合から決められるガストフロントは循環の中心からのびる曲線で示される。その北東に他の収束域を示した。(b)は1847CSTの2 km 高度での鉛直渦度 (s^{-1}) である (Ray *et al.*, 1981).

示している。図35に地上2 kmにおける風の分布の時間変化が示されている。図35-gには地上風と竜巻被害を受けた場所（点刻）が示されている。この解析によって竜巻を伴うストームの構造がかなり明らかにされた。しかし、アンテナスキャンの時間間隔が大きいために、竜巻発生日点近くの上昇流の発達、渦度の増大などはまだ十分にとらえられていない。

同じ日の18時45分頃のストームについて、Brandes (1981) は風の三次元的解析を行ない、図36のように、気塊の軌跡を計算している。下層で収束し、ループを描きながら上昇していることが示されている。もう一つ注目されるのは、反射強度とドップラー速度の極座標表示である(図37)。このような表示の積み重ねから、4章で述べる一台のドップラーレーダーに

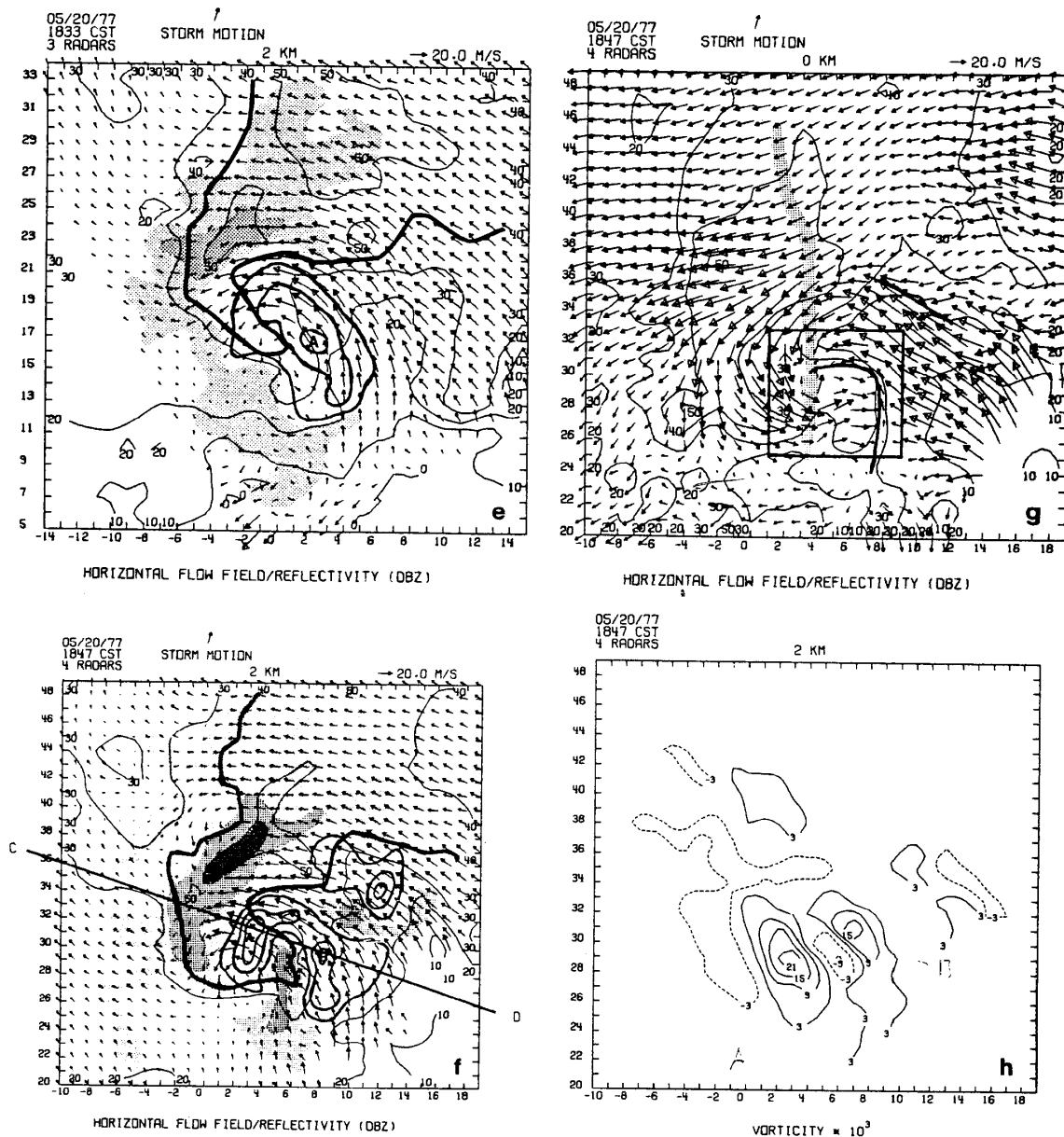


図35 続き

よるストームの自動検出方法の開発につながったと考えられる。

このケースについて Klemp *et al.* (1981) が数値シミュレーションを行ない、観測結果と比較している。図38のように、主な上昇部の気塊の軌跡がよく示されている。さらに, Klemp *et al.* (1983) は250m×250m のメッシュで数値シミュレーションを行なっている。

1977年のオクラホマ州での観測は, NSSL の Kessler 所長の言によると, 米国の建国200

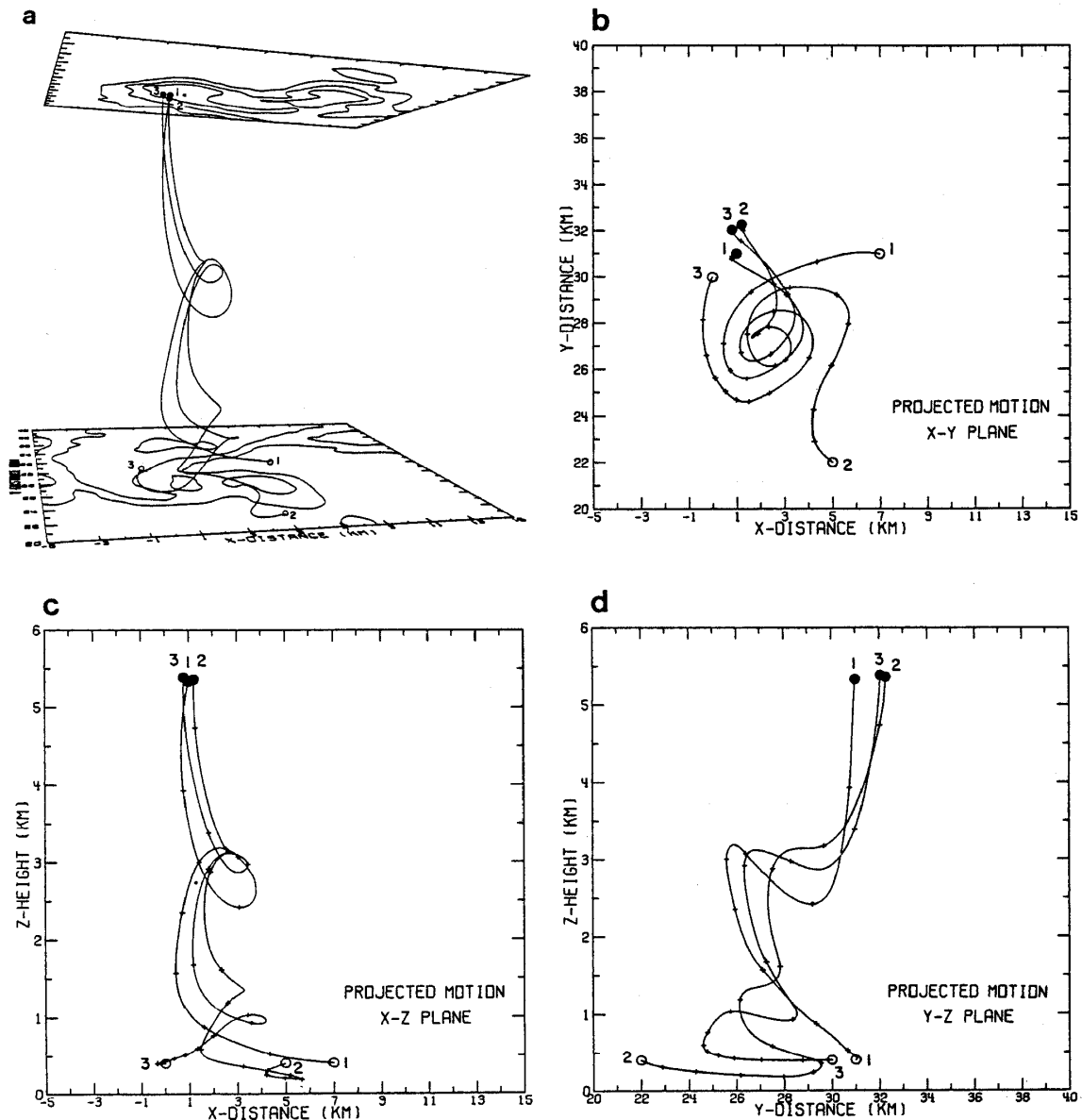


図36 1845CST の風の場合から計算した, デル市エドモントストームの気塊の軌跡。気塊の始めの位置は白丸で示し, 終わりの位置は黒丸で示した。(a)変形した鉛直軸をもち, 高度0.4km (下面) と高度5.4km (上面) の反射強度の等値線を示した鳥瞰図。(b)~(d)詳細な気塊の位置を示すために x-y, x-z 及び y-z 平面に投影した気塊の運動。太線の目印は 2 分間の位置を示す (Brandes, 1981)。

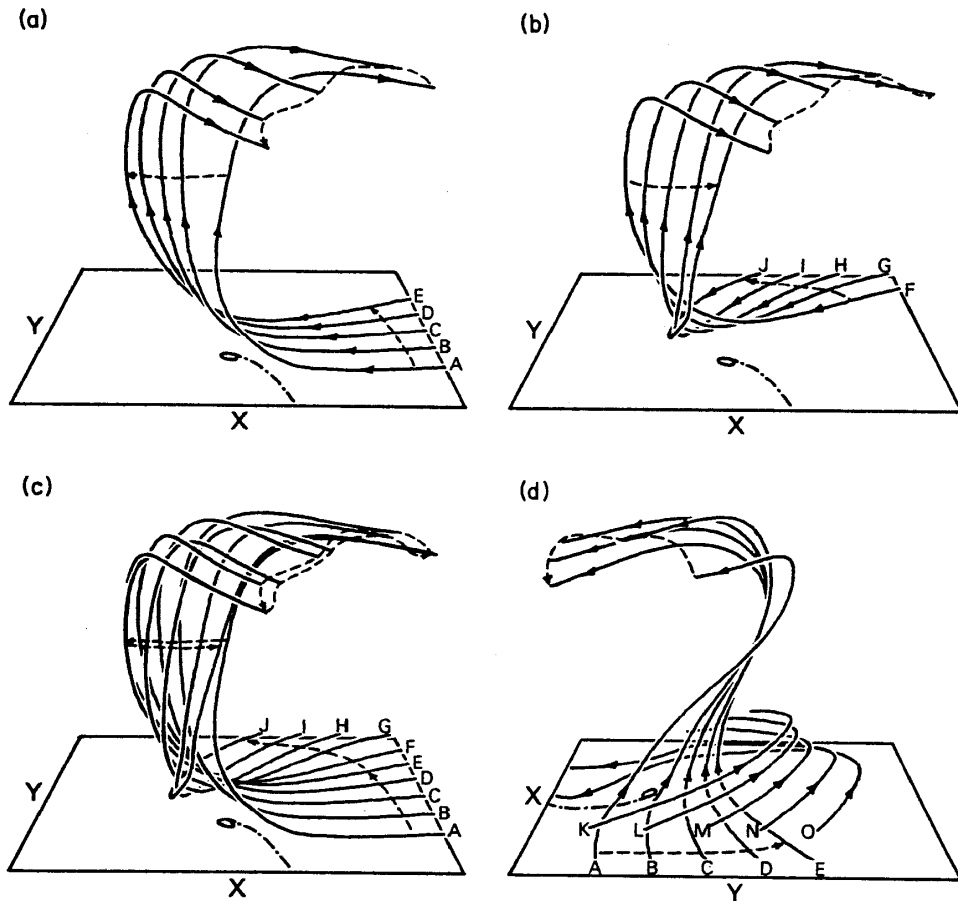


図38 地上0.25kmからはじまり、主な上昇域を通過する空気塊の軌跡。(a)―(c)は南からみた図。(d)は東からみた図。破線は流入域、地上7 km 及び流出域で空気塊の軌跡をつないだもの。(d)において、K～O は地上1.75km からはじまる軌跡である。水平面の領域は $9 \leq x \leq 25\text{km}$, $6 \leq y \leq 22\text{km}$ 。1点鎖線は地上のガストフロントを示す (Klemp *et al.*, 1981)。

年を記念するものであり、その後のストーム研究の方向を占うものであったとのことである。オクラホマ州でのドップラーレーダー観測で竜巻を検出できることが明らかになり、NEXRAD等の計画を推進させる力になったことはよく知られている。

オクラホマ州における竜巻の研究はその後も続けられており、気象衛星のデータも利用した、Heymsfield *et al.* (1983a, 1983b) の研究などが注目される。

竜巻は冬期にも発生する。Carbone (1982) は、米国西海岸のサクラメント市付近に3台のドップラーレーダーを設置し、1978年2月5日の前線に伴う竜巻の観測を行ない、三次元的な気流の解析を行なった。図39に、フックエコーと風の場の渦からわかるように、前線に伴う竜巻の位置が示される。Carbone (1982) は、気塊の軌跡、凝結率、及び降水率を計算している。また、注目されるのは、前線に添う方向 (Y' 方向) と前線に直交する方向 (X' 方向) に添っての速度成分 (u' と v') のパワースペクトルを示していることである (図40)。前線に

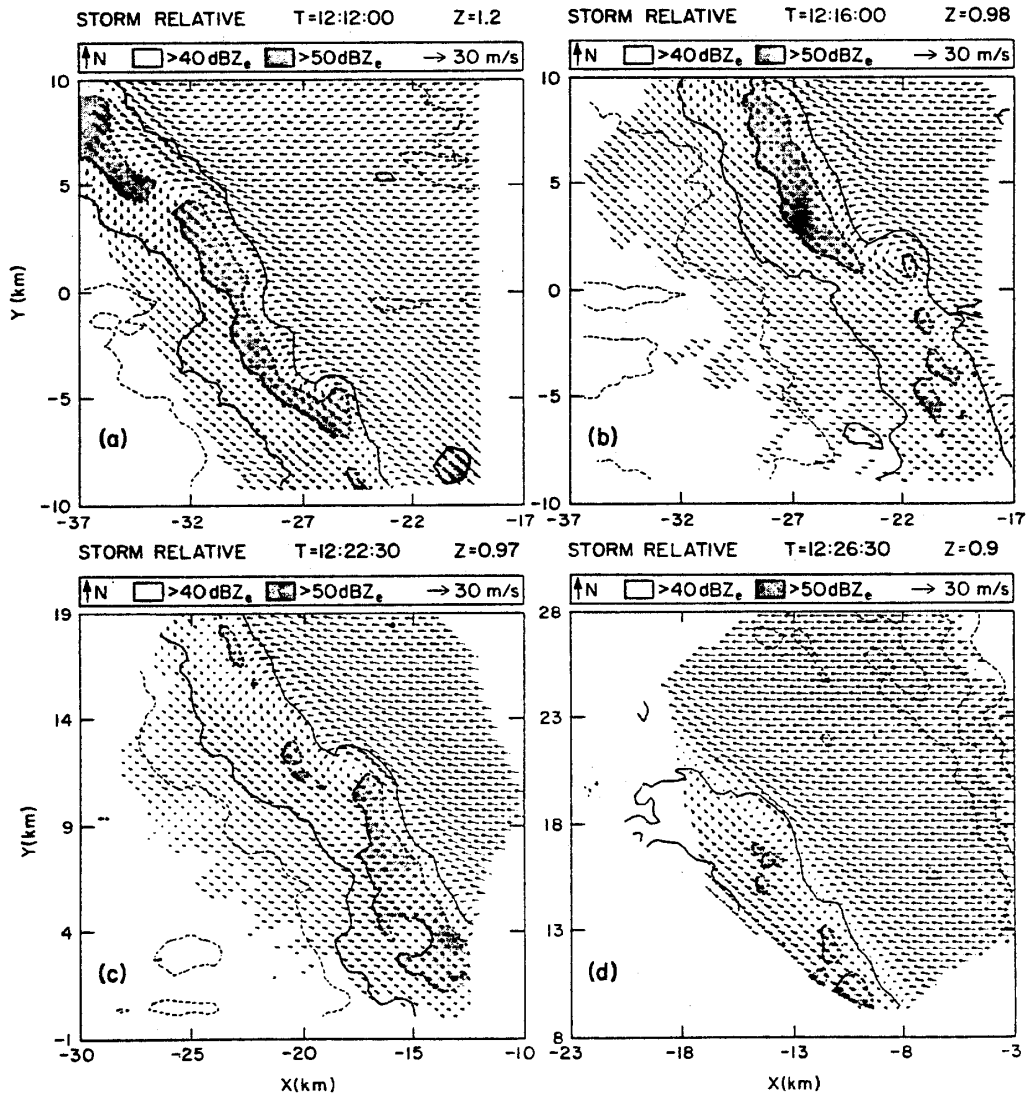


図39 1212, 1216, 1222 : 30, 1226 : 30PST におけるストームに相対的な、低高度の水平風。ストームの運動は 208° , 26ms^{-1} である。1212と1216PSTの間の渦度の発達とその後の消散に注目して下さい (Carbone, 1982)。

添う (Y') 方向の u' のスペクトルの波長 2.1km と 2.4km に、不安定な内部重力波の存在の可能性を示すピークがみられる。解析結果は図41のような概念図にまとめられている。なお竜巻の渦の構造については Carbone (1983) に詳しい。

3.3 その他の気象現象の構造

3.3.1 台風

台風 (ハリケーン) をドップラーレーダーで観測した例は米国でも少ない。興味深い観測は, Marks and Houze (1984) が, 航空機に波長 3 cm のドップラーレーダーを搭載し, 飛行機の移動を利用して, 2台のドップラーレーダーによる水平風の測定と同様の原理で水平

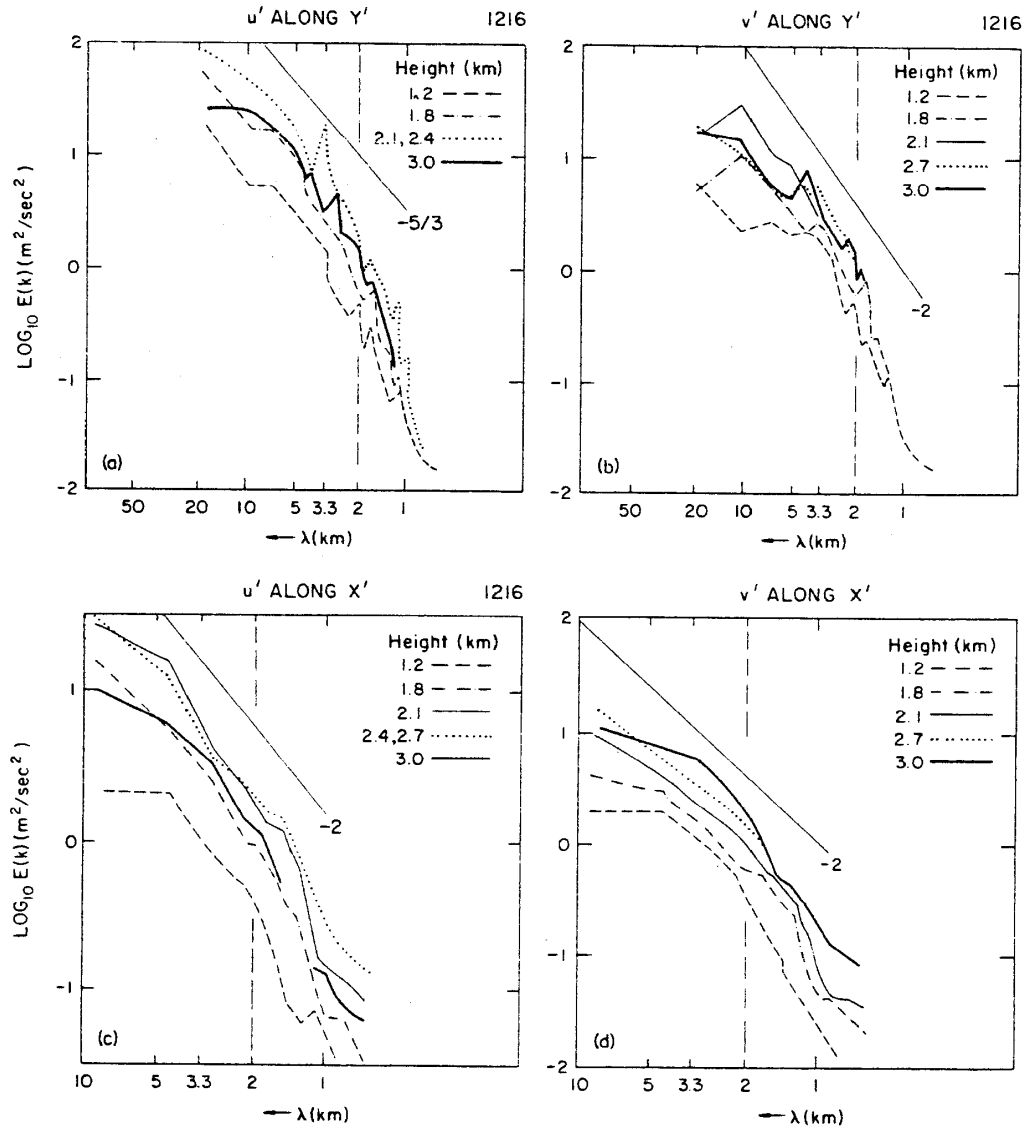


図40 前線の後面におけるパワースペクトラム。(a) y' 軸(前線方向)に添っての u' (前線に直交する方向の速度), (b) y' に添っての v' , (c) x' 軸に添っての u' 及び(d) v' 軸に添っての v' . 波長2.1~2.7kmの所に運動エネルギー最大がある (Carbone, 1982).

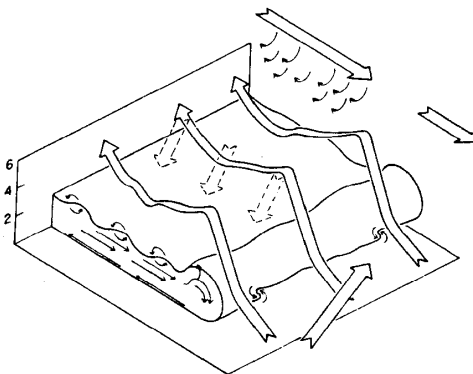


図41 ストームの運動学的構造の概念図 (Carbone, 1982).

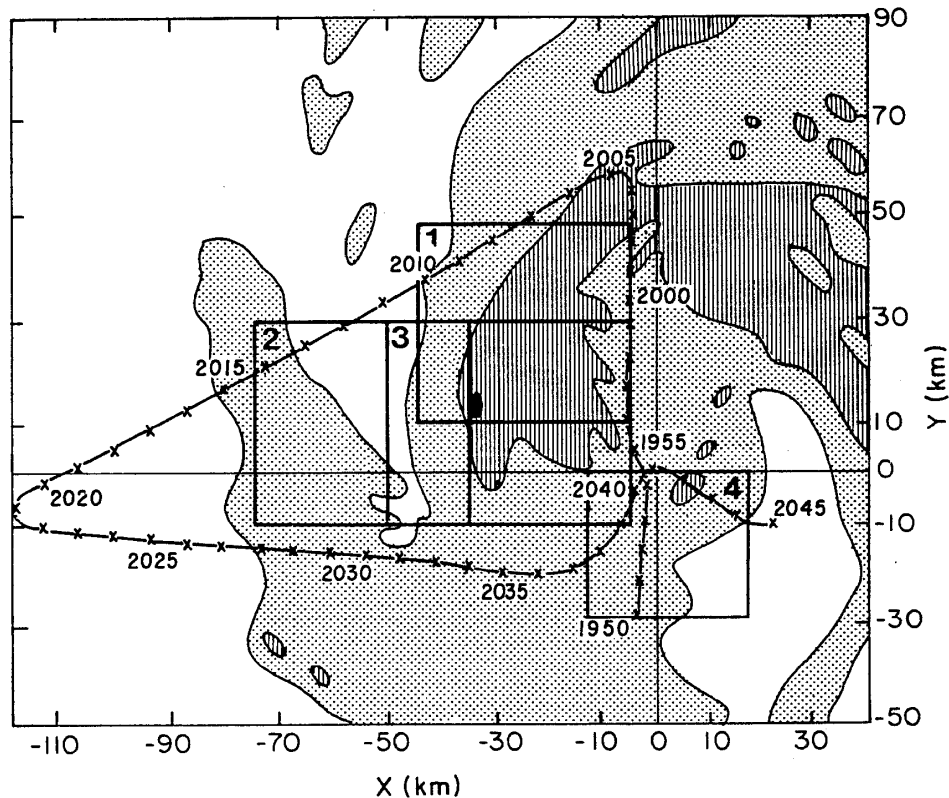


図42 1982年9月14日1950—2045GMTのハリケーン、デービーの反射強度の水平分布の合成図。反射強度の等値線は20, 30及び40dB(Z)である。飛行機の航路は細い実線で示した。座標の原点はストームの中心にとった。飛行機的位置はストームの中心に相対的にプロットした。座標軸Xはストームの中心から東西方向の距離で、座標軸Yはストームの中心から南北方向の距離で示した (Marks and Houge, 1984)。

風を解析したものである。図42のようなコースを飛び、Box1とBox3の領域の風が図43のように解析された。一台のドップラーレーダーを利用したものであるが、飛行機の移動速度が速いこととハリケーンの系の保存性が良いことから、二次元的な風場が解析できたことは注目される。なお、この飛行機に搭載したドップラーレーダーについては Jorgenson *et al.* (1983) の報告がある。

日本では、Sakakibara *et al.* (1985) による、ドップラーレーダーを用いた台風のレインバンドの風の観測・解析があり、今後の発展が期待される。

3.3.2 マイクロバースト

近年、飛行機の安全運航という観点からマイクロバーストが注目されるようになり、米国ではマイクロバーストの観測と検出のための大がかりなプロジェクトが組まれたので、紹介する。

“マイクロバースト”とは“水平スケール0.4～4.0kmの下降流で、地上に達し、被害をも

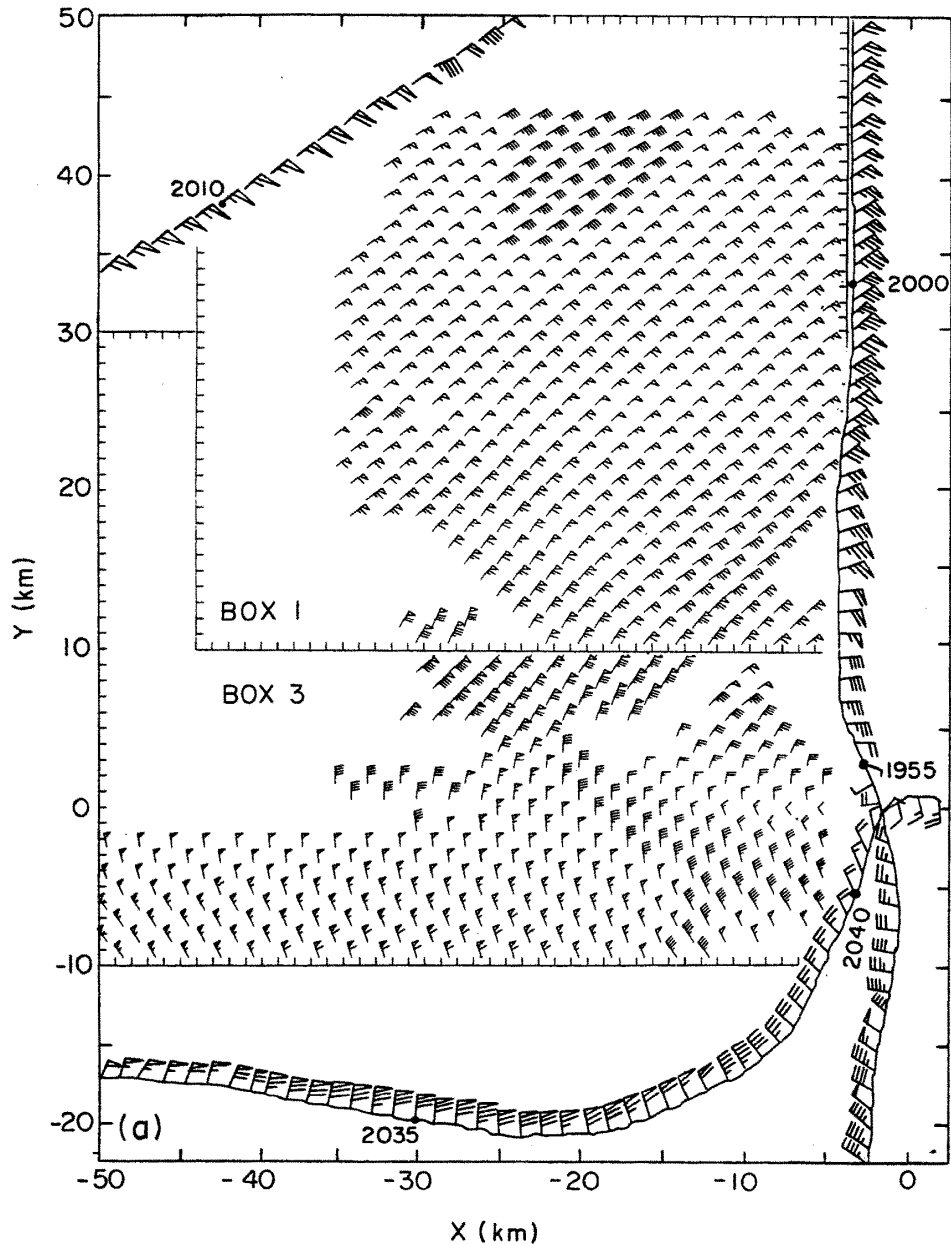


図43 Box 1 と Box 3 内のドップラーレーダーによる風 (Marks and Houge, 1984).

たらず恐れのある強い水平風をもたらすものである”と Fujita (1981) が命名した気象現象である。

この離着陸時の飛行機に危害をもたらすマイクロバーストをドップラーレーダーを主力として検出しようというプロジェクトに JAWS (Joint Airport Weather Studies) がある (McCarthy *et al.*, 1982). コロラド州デンバー市近くで, NCAR の CP-2, CP-3, CP-4 の三台のドップラーレーダーを用いて観測がなされている. 1984年10月に著者が Jim Wilson 博士に会って, CP-2 ドップラーレーダーをみせてもらった際に, 「今, デンバー空港で実時

間に、ドップラーレーダーのデータを送って、飛行機の管制にどの程度利用できるかテストしようとしているのだ」という話を聞いた。その成果の発表が待たれるところである。

Wilson *et al.* (1984) による1982年7月14日の観測例を図44に示した。地上2 km に注目すると、14時47分にみられる発散は14時52分にはさらに発達している。C-D、A-Bの断面図をみると、マイクロバーストは14時52分に地上に達していることがわかる。観測されたマイクロバーストの時空間的な大きさが表6に示されている。観測結果をもとにしたマイクロバーストのモデルの鉛直断面が図45に示されている。なお、参考のために、Fujita (1979) による、ガストフロント、ダウンバースト、マイクロバーストのスケールを表7に示した。

マイクロバーストは、時間スケール及び空間スケールが小さいために、これまでほとんど検出されなかったが、ドップラーレーダーによる観測技術の向上により、多数の例が観測さ

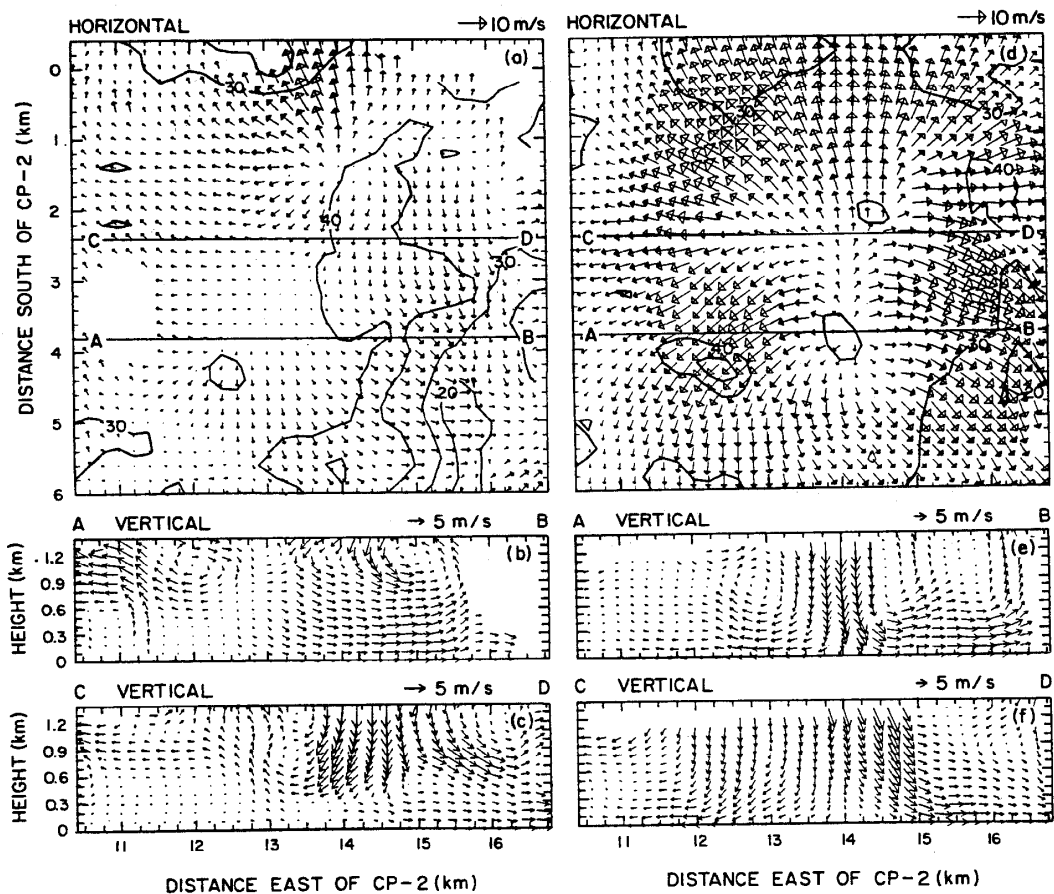


図44 1982年7月14日のマイクロバーストの風の水平面分布と鉛直分布。(a)と(d)はそれぞれ1447CSTと1452CSTの、地上50~100mでの水平風(平均風を差し引いた)と反射強度。(b)と(e)はそれぞれ1447CSTと1452CSTの、A-Bに添っての鉛直断面図。(c)と(f)はそれぞれ1447CSTと1452CSTの、C-Dに添っての鉛直断面図(Wilson *et al.*, 1984)。

Case	ΔV_r (m s ⁻¹)		ΔR (km)		ΔT (min)	dBZ _e
	Initial	Maximum	Initial	Maximum		
22 Jun A1	4	18	1.0	2.4	15.5	50
22 Jun A2	8	16	2.1	2.3	9	60
22 Jun B	16	22	2.2	4.2	7	60
23 Jun A	6	20	1.8	4.8	9.5	55
26 Jun A	18	18	1.5	1.5	0	25
26 Jun B	10	20	2.8	2.7	3	35
29 Jun C	12	29	1.3	2.5	5	20
29 Jun G	10	24	1.7	3.3	6	30
30 Jun A2	8	33	1.5	3.6	28	45
8 Jul B	14	24	2.8	3.7	6.5	30
8 Jul C	14	20	1.7	2.2	2	10
13 Jul A	18	22	2.5	2.8	2.5	45
14 Jul B	13	33	1.7	3.8	5	10
14 Jul C1	6	22	1.7	2.4	5	25
14 Jul C2	12	28	1.5	3.3	8	25
14 Jul D	10	27	2.0	3.3	5	50
15 Jul B	12	27	1.7	2.9	7	40
15 Jul E	12	20	1.8	4.3	4	40
15 Jul F	6	33	1.0	2.1	10	15
20 Jul A1	12	22	1.3	3.8	9	35
20 Jul A2	12	24	1.7	2.2	7	25
20 Jul B1	10	22	1.7	3.3	5	45
21 Jul B	22	26	3.1	3.8	2.5	55
28 Jul A1	12	12	2.2	2.0	0	50
3 Aug A	8	12	2.2	2.8	5	50
3 Aug C	12	16	2.7	6.0	5	25
5 Aug A	12	30	1.9	6.2	5	60
5 Aug B1	12	24	2.0	2.0	7.5	65
5 Aug B2	14	24	3.3	3.8	10	70
5 Aug B3	14	32	1.3	2.5	10	75
5 Aug B4	10	20	1.3	1.7	5	65
5 Aug C	6	26	1.1	2.6	8	70
6 Aug A1	6	22	2.0	2.4	8.5	70
6 Aug A2	22	26	1.4	2.1	2.5	65
6 Aug A3	10	16	1.4	1.5	2.5	55
6 Aug A4	37	37	2.4	2.4	0	50
6 Aug A5	14	26	1.0	1.7	3.5	50
12 Aug A	8	28	1.4	6.7	9.5	65
Average	12	24	1.8	3.1	6.4	45

表6 ドップラーレーダーで低高度の発散を最初に観測した時刻のマイクロバーストの高速度 (ΔV_r) と最大の ΔV_r の時空間スケール. 各マイクロバーストの地上500mにおける最大の反射強度も示した (Wilson *et al.*, 1984).

表7 ストームに伴う風のシアの乱れの, 水平的広がり, 継続時間及び最大風速.

Fujita (1979) による, メソスケールの平均的な大きさは10~100kmでありミソスケール (my-so) の平均的な大きさは0.1~1kmである. 人為的に, メソスケールとミソスケールの間を4 kmで区切った (Wilson *et al.*, 1984).

Artificially dividing the dimension between the meso- and misoscales is 4 km.

Wind-shear disturbances	Horizontal dimensions		Lifetime	Maximum wind speed
	(in km)	(scale)		
Gust front	10-100	Mesoscale	1-10 h	40 m/s
Downburst	4-10	Mesoscale	10-60 min	50 m/s
Microburst	1-4	Misyscale	2-20 min	60 m/s

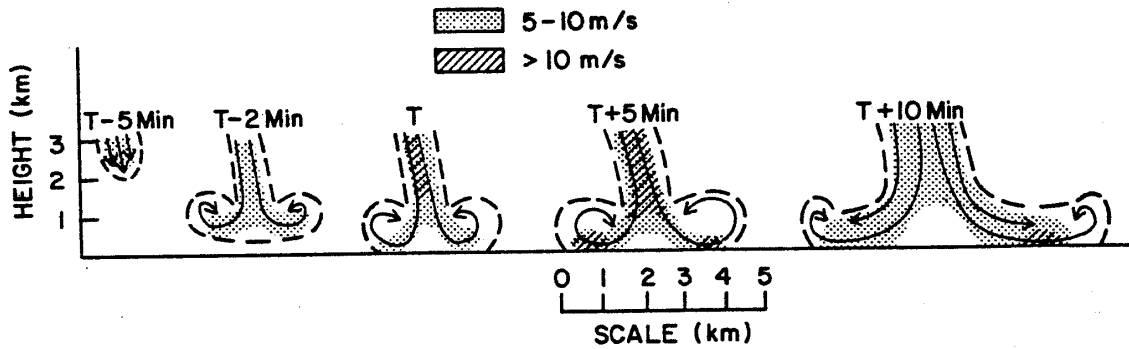


図45 表6に示したデータの要約に基づいた、マイクロバーストの風の場の発達の前直断面。Tは最初に地上の発散が起きた時刻。陰影でベクトル風の大きさを表わす (Wilson *et al.*, 1984)。

れるようになった。JAWSプロジェクトがNEXRADプロジェクト等との関係を保ち、米国のERLにできた、PROFS (Program for Regional Observing and Forecasting Services) などとの協力が進むと、実用化の面だけでなく、境界層とその上の層との相互の関係に関する研究が急速に進むことが期待される。

3.3.3 降雪、雷など

ここまで述べた他に、ドップラーレーダーを利用した研究として、降雪、大気電気、晴天大気 (特に大気境界層) などがある。これらについて簡単に述べる。

最近、Sanders and Bosart (1985) によるスノーバンドの研究などがあるが、ドップラーレーダーを用いた降雪の研究はあまりない。各国の気象条件とドップラーレーダーの所有状況から考えると、日本とスウェーデンから多くの研究報告が出されるようになることが期待される。

ドップラーレーダーを用いた大気電気の研究としては、Rust *et al.* (1981) によって、落雷の場所とレーダー反射強度の分布、上昇・下降流の位置などの相互関係が調べられている。今後は、ドップラーレーダーによって、雷放電を起こすストームの三次元的気流を調べるだけでなく、放電現象の解明にも利用することが計画されているので、この方面の研究も注目される。

晴天大気のドップラーレーダー観測は、ストームの前兆現象の検出や、晴天乱流の検出にとって重要であり、多くの論文が出されている。しかし、この問題を取りあげるには紙面が限られており、応用面での研究はまだあまり進んでいないので、ここでは、Gossard and Strauch (1983) によって、レーダーによる晴天大気の観測方法についての教科書が出版されていることを指摘するに止め、4章で大気境界層の場を1台のドップラーレーダーで解析する方法について一部紹介する。

4. 1 台のドップラーレーダーの利用方法

これまで述べてきた、気象現象を解明しようという基礎研究では複数のドップラーレーダーによる観測が威力を発揮した。米国を中心とした、複数台のドップラーレーダーを用いた多数の特別観測によって、災害をもたらす恐れのある気象現象の三次元的構造がかなり明らかにされた。特に、メソスケールの現象と言われる、水平距離100km～10kmの現象の三次元的構造の解明が進んだ。その結果、これらの知見・情報を基にすると一台のドップラーレーダーだけの観測によっても各種の気象現象を抽出できる可能性が高まってきた。このような理由のため、米国では、全米のレーダー網をドップラーレーダー網に置き換える NEXRAD 計画が進んでいるわけである。

米国に限らず、国全体をドップラーレーダー網でおおって現業観測を行なう場合、費用の問題を考えると、複数台のドップラーレーダーで観測できるような観測網を作ることは現実的ではなく、各地域は一台のドップラーレーダーで観測することになると考えられる。このため、NEXRAD 計画で開発している実時間自動検出方法は 1 台のドップラーレーダーによるものが主力である。

また、地方自治体や重要施設の管理者が独自目的のためにドップラーレーダーを設置する場合、厳密な定量測定よりは、現場で役立つ危険な気象現象の実時間自動検出が必要になると考えられるので、やはり 1 台のドップラーレーダーによる観測が中心となると予想される。

1 台のドップラーレーダーによる観測では、レーダービームの各方向の速度成分のみを測定するので、測定領域の速度成分分布から風の情報を最大限に引き出す方法の開発が重要である。また、現業観測にドップラーレーダーを利用する場合には、計算機処理による実時間解析を行ない、災害を引き起こすおそれのある気象現象を自動検出する必要がある。実時間処理のためには、1 台のドップラーレーダーによる観測は複数台のドップラーレーダーに比べると、情報量が制限されているが、情報量が少ないので解析処置が速い分だけ有利である。

今後のドップラーレーダーの利用方法を考える上での参考のために、現在、米国を中心に、ドップラーレーダーによる自動検出方法が開発された（開発中のものも含めて）ものを図46に示した。VAD (Velocity Azimuth Display) 以外は1980年以後に開発されたものである。VAD と VVP (Volume Velocity Processing) は風場をみるものであり、その他は風の収束・発散の特徴に注目してそれぞれの現象を検出するアルゴリズムが作られている。

以下に、それぞれの気象現象について、1 台のドップラーレーダーを用いた自動検出方法について述べる。

4.1 メソサイクロンの検出

低気圧性の回転をもち、その中に竜巻を発生させるメソサイクロンの自動検出方法が開発

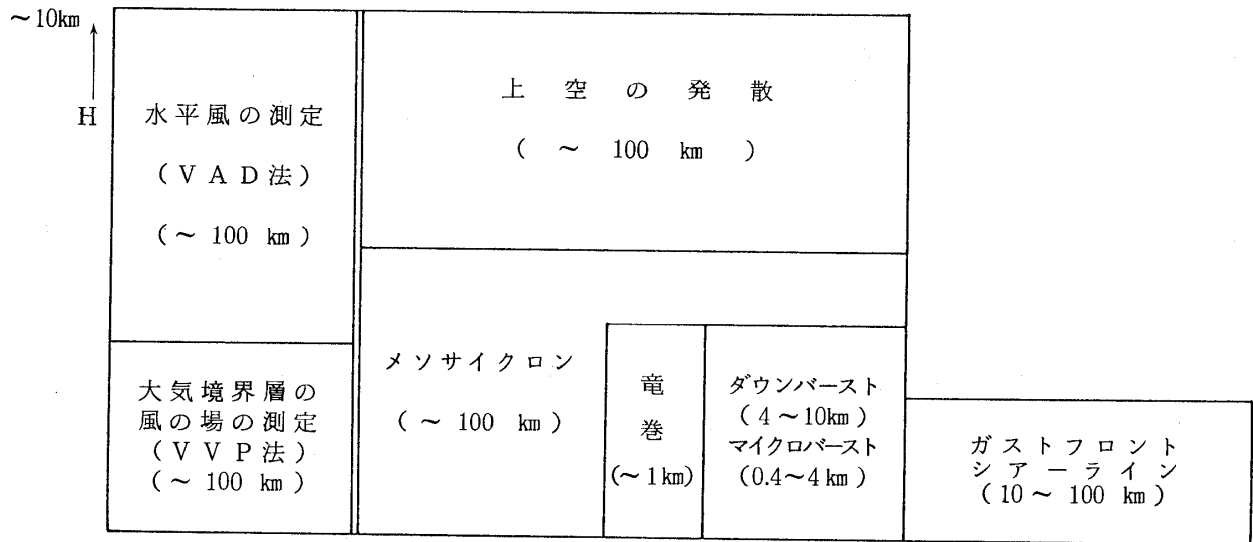


図46 ドップラーレーダーによる自動検出方法が開発されている項目。

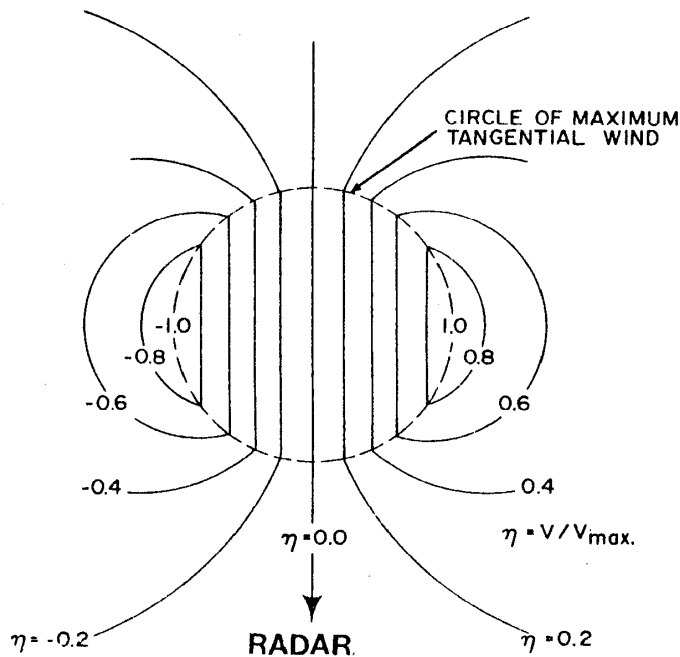


図47 低仰角で無限大の分解能をもつ1台のドップラーレーダーのスキャンによってみられる、遠くにあり停止している低気圧性の渦の速度パターン (Zrnice' *et al.*, 1982)。

されている。メソサイクロンは1時間以上継続し、回転の速度は23m/s以上、コアの直径約5 kmで鉛直方向に8 km程度の構造をもつことなどが知られている。

メソサイクロンの中心部を低仰角のドップラーレーダーで測定した場合の速度成分を説明するための概念的なパターンは図47のように示される。Doviak and Zrnice' (1984)の説明によると、最大速度成分 V_m に対する速度成分の比が示され(正はレーダーから遠ざかる成分であり負はレーダーに近づく成分を示す)、接線方向の速さが最大の所が点線で示されている。

このような知識をもとに、メソサイクロンの自動検出のアルゴリズムが Zrnic' *et al.* (1982) によって提出されている。また、その方法のテスト結果は Zrnic' *et al.* (1984) に示されている。Zrnic' *et al.* (1982) による、メソサイクロンの中心付近の、距離と方位角に対する速度成分の例を図48に示した。図47と図48で左右の符号が逆になっているのは、レーダーの中心が、図47では図の下の方にあり、図48では図の上の方にあるためである。図48のようなデータに対し、角度方向のシアアとモーメントの閾値を満たす部分が黒枠で囲まれた所であり、星印は検出されたメソサイクロンの中心である。なお、用いられた閾値を表8に示した。数例のテストの結果この検出方法は良好な結果を与えている (Zrnic' *et al.*, 1984)。

4.2 竜巻の検出

竜巻をドップラーレーダーの速度成分でみると、Brown *et al.* (1978) が1973年5月24日15時45分のオクラホマ州の竜巻について示しているように(図49)、わずかな方位角2度の間に急激な速度成分の急変がみられる。たとえば、レーダーから51kmの距離では、方位角1度増

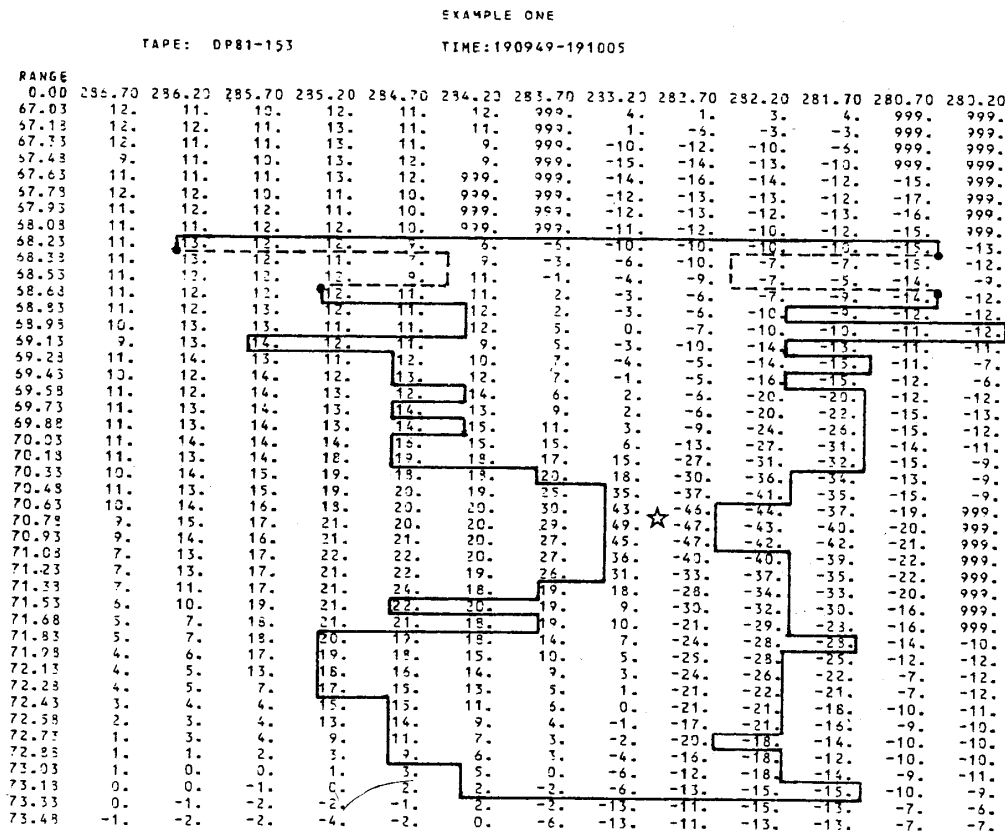
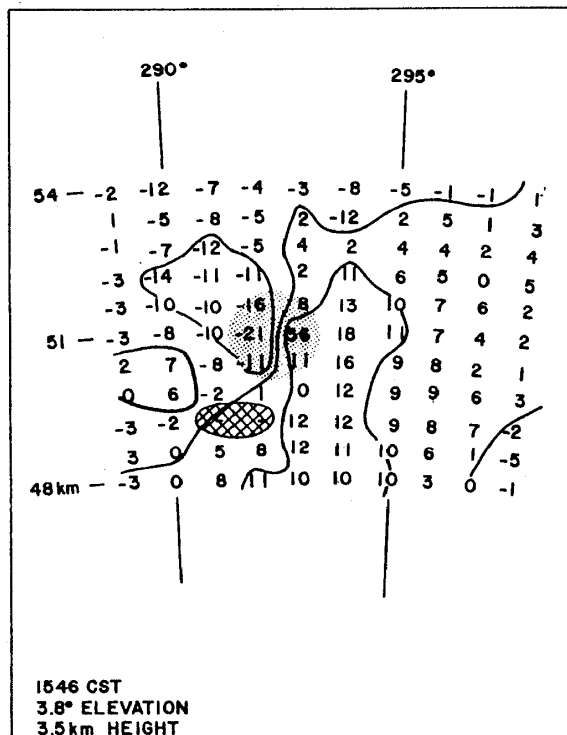


図48 メソサイクロン検出アルゴリズムで検出されたメソサイクロン。速度を距離(縦軸)と角度(横軸)の位置上に示した。仰角は1.2°。実線のブラケットはメソサイクロンの特徴を示すパターンベクトルに対応する。破線は2本の検出されなかったパターンベクトルを示す (Zrnic' *et al.*, 1982)。

表8 メソサイクロン検出アルゴリズムについて用いられた閾値 (Zrnich *et al.*, 1982).

Threshold		Numerical Values
L_s	Low shear	$2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$
H_s	High shear	$4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$
L_m	Low momentum	$50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}$
H_m	High momentum	$150 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}$
D_1/D_r	First ratio of feature lengths	0.5 to 2
D_2/D_r	Second ratio of feature lengths	0.5 to 2
D_3/D_r	Third ratio of feature lengths	1.6 to 4
M	Minimum number of vectors allowed in a feature	6
R	Maximum distance between the azimuthal centers of two vectors for classification in the same feature	2.2°
N	Maximum radial distance between two vectors	1 km
CV	Threshold for the average sum of beginning and ending velocities in a feature	$18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
RTH	Reflectivity threshold	15 dBZ


 図49 1973年 5月24日1546CST の竜巻の渦の特徴(点刻部)。反射強度が弱くデータがぬけている部分を斜線域で示した (Brown *et al.*, 1978).

すごとに $-10, -21, +36, +18\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ というように変化している. このように非常に顕著な変化があると自動検出は容易なので, 竜巻の自動検出のアルゴリズム作りはできあがっていると考えてよい. ただし, 竜巻が発生してから検出したのでは遅い場合もあるので, 竜巻が起きる前の現象を検出する方法の開発が今後の課題であると考えられる.

4.3 発散の検出

活発な対流雲の上空 (3 km 以上) は, その発達初期段階からたいてい発散場になっている. 一台のドップラーレーダーで測定された速度成分を用いて, 発散の対称性を考慮し, 距離方向の発散を調べ, 閾値以上の速度傾度とモーメントをもつ部分をぬき出し, 角度方向に並べ, 発散の中心と発散の大きさを求めることができる. この考えに基づき, 積乱雲上部の発散の自動検出方法を Zrnich and Gal-Chen (1984) が開発した. この方法は簡単で基礎的手法なので, 各種のテストで使われ始めた. また, 積乱雲の発達域の予測手法としての利用も期待されている.

4.4 ガストフロントの検出

ガストフロントの構造については, オクラホマ市にある400mのテレビ塔のデータをもとに Charba (1974), Goff (1975) の解析があり, 図50のような鉛直断面図が示されている. ガストフロントの所では速度の急変がみられる. また, 水槽実験から突風前線の理論的な扱い

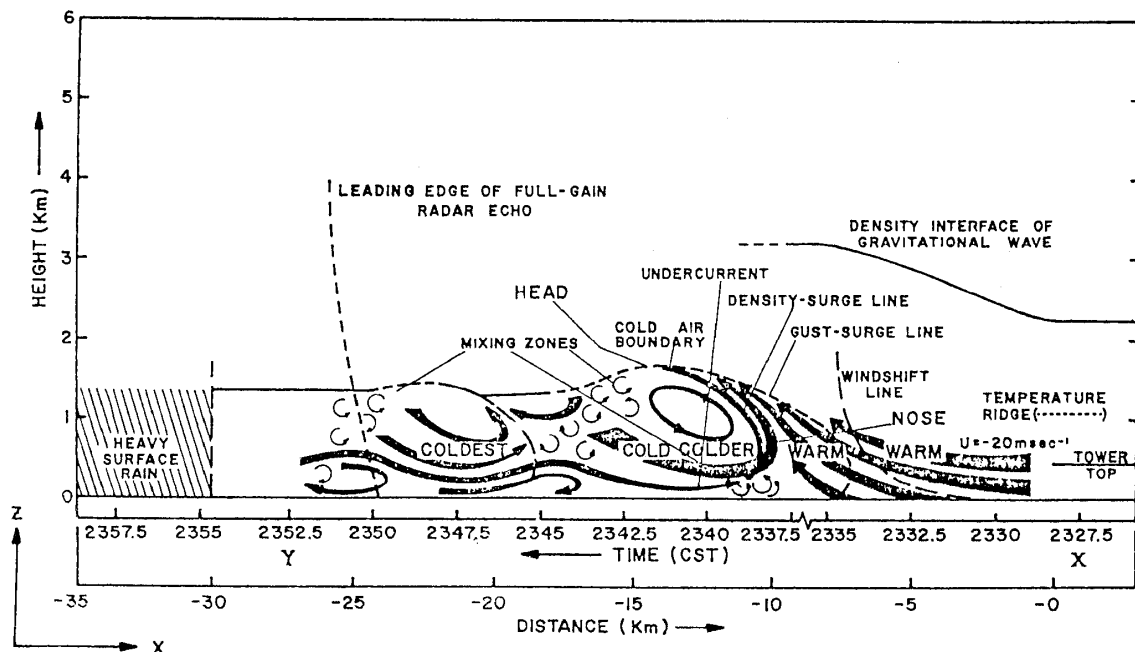


図50 1969年5月31日の, スコールラインに先行するガストフロントと風向変化についての, 解析と演繹による構造の概念モデル (J. Charba, 1974).

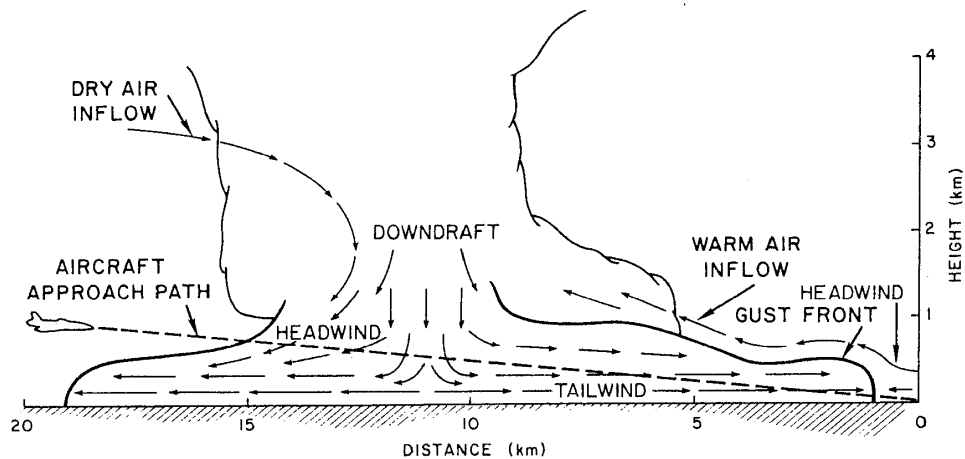


図51 飛行場への進入路上にある積乱雲中の下降流とそれに伴うガストフロントの概略図. 水平風速度成分の急変が11km付近にあることに注意して下さい. 特定の場合やス torm の特定の発達段階には, じょう乱の水平的な広がりが大きい場合や小さい場合があると考えられる (Zrnic' and Lee, 1983).

もなされている (Simpson (1969), Simpson (1972), Simpson and Britter (1980) など).

ドップラーレーダーを用いた観測が進み, ガストフロントもドップラーレーダーで識別できることがわかってきた (Zrnic' and Lee, 1983). さらに, ドップラーレーダーの画像と鉄塔観測データ及びゾンデデータ等を比較する研究 (Klinge, 1985) もなされるようになった.

ドップラーレーダーでガストフロントが識別できることがわかると, こんどはガストフロ

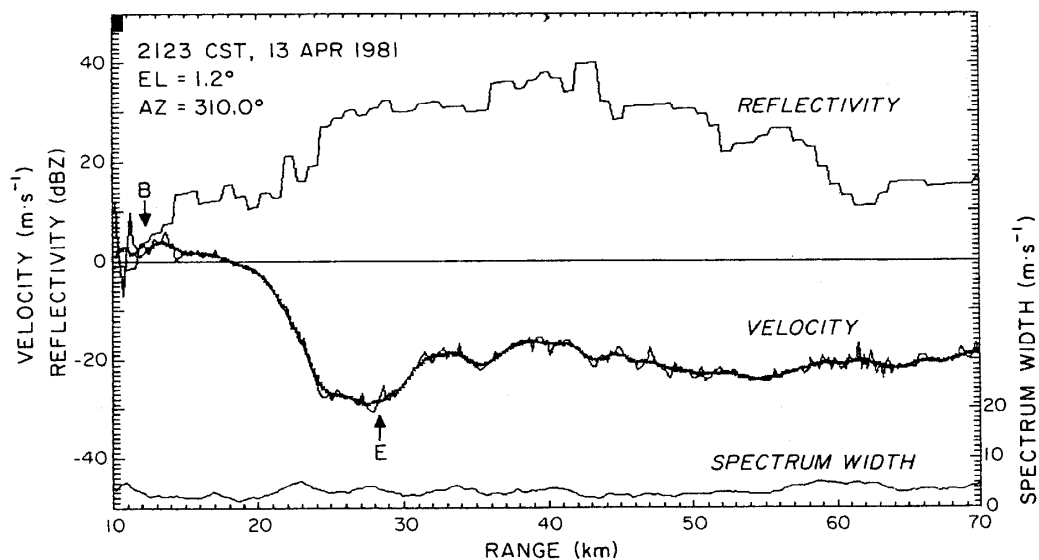


図52 1981年4月13日のガストフロントの, レーダービーム方向に添っての等価反射強度因子, 平均速度, ドップラーспекトル幅のプロファイル (Uyeda and Zrnic', 1985).

ントの実時間自動検出方法の開発が望まれるようになった。図51に示されるように、ガストフロントを横切って着陸する飛行機は特に危険である。そこで1分以内程度にガストフロントを自動検出し、数分先から30分先程度を予測する必要がある。

その目的にそって、Uyeda and Zrníc' (1985) は1台のドップラーレーダーによる突風前線の自動検出方法を開発した。図52に示したように、突風前線に直交する方向に添って速度の急変点がみられる(B-Eの間に大きな収束がある)。この速度傾度最大の点を角度方向につなげると、図53のように、1本の突風前線が得られる。等速度成分線にこれを重ねてみると、突風前線とレーダービームが直交する方向では $-10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 程度成分の位置に突風前線があ

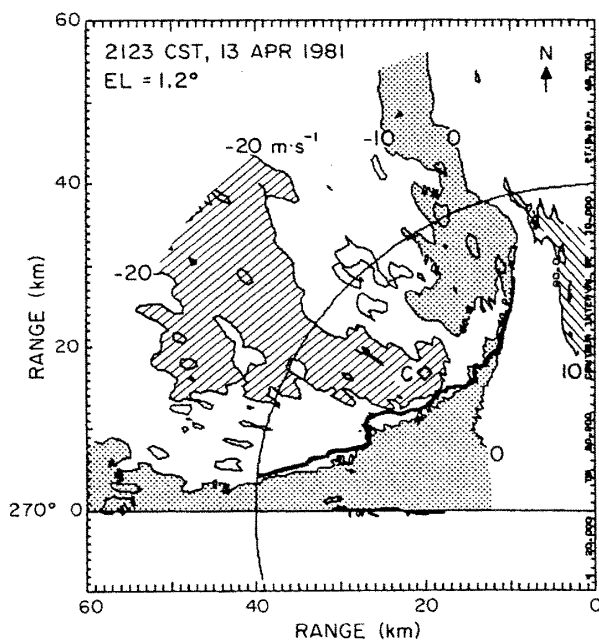


図53 1981年4月13日の平均ドップラー速度の等値線。等値線の間隔は 10ms^{-1} 。客観的に検出されたガストフロント(太線)の位置を重ねて表わした。記号Cの右の四角形はガストフロントの中心を示す(Uyeda and Zrníc', 1985)。

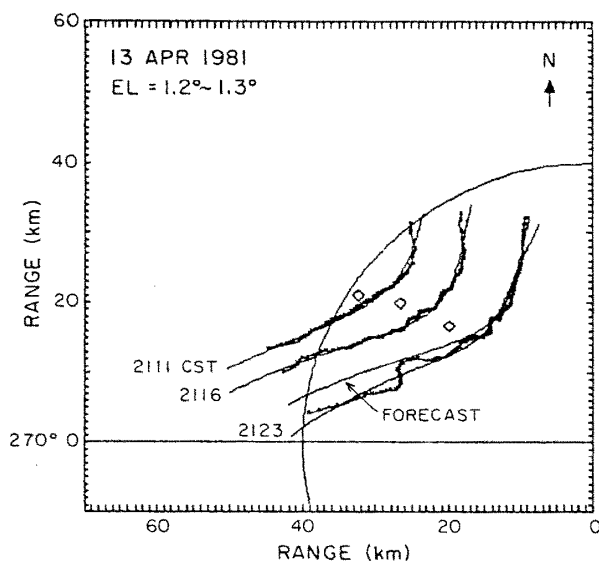


図54 継続するガストフロントの位置。2111CSTと2116CSTにおけるガストフロントの中心(四角形)の移動速度を用いて2123CSTの予測線(FORECAST)を示した(Uyeda and Zrníc', 1985)。

り、これは突風前線の移動速度に近いものであると考えられる。

一旦突風前線の位置が確定されると、図54に示したように、単純補外法によって位置の予測ができる。この方法は、さらにテストが行なわれ、実用に供される予定である。

4.5 風の場の測定

1台のドップラーレーダーによる水平風の測定方法は、Lhernitte and Atlas(1961)によって提案された、VAD法がよく用いられている。これは、一定仰角 α でアンテナを 360° 回転し、ドップラー速度成分 V は、

$$V = V_h \cos \alpha \cos \beta + V_f \sin \alpha \quad (1)$$

という関係式があることを用い、各方向の速度成分から回帰曲線を求めて水平風を出すという方法である。なお、(1)式で、 h は地上からの高さ、 V_h は高さ h での風速、 V_f は降水粒子の落下速度、 β はレーダービーム方向と風向のなす角度である。この方法は種々改良されており、たとえば、Kropfli (1984)によって、仰角 45° 以上にし、レーダーの近くだけをみるとすると反射強度が弱い場合でも水平風が測定できることも示されている。

じょう乱がある場合にはレーダーで測定する範囲内の水平風は一様ではない。そこで、1台のドップラーレーダーの観測によって水平風分布及び収束・発散の分布を検出する方法がKoscielny *et al.* (1982)によって提案された。これは、VVP法を改良したもので、彼らの例では、方位角幅 40° 、距離20km毎、仰角 0.4° と 0.8° の解析体積を用い、風速及び収束が計算される。収束量の分布図を図55に示した。15時30分に収束量の大きな部分があり、衛星写真の雲の部分と対応していた。このときの水平風分布が図56である。この方法は短時間で風の分布を示すので応用性が高い。

計算機による、1台のドップラーレーダーで測定される風の場の検出・解析方法の開発が進むのと並行して、ドップラーレーダーの速度表示画像をみただけで、風の場の様子や起きている現象を経験的に判断する方法の研究も進められている。Wood and Brown (1983)は、図57に示したような、モデル的な風の場とドップラーレーダーの速度表示画像との関係を多くの例について行なった。彼らがまとめた知見は、ドップラーレーダーを用いた現業の気象観測・監視を行なう人達の理解を助ける上で大いに役立つと考えられる。

日本においても1台のドップラーレーダーによる観測がなされるようになり、解析方法に独特の工夫がなされている(榊原ら(1985)、坪木ら(1985))。これらの経験をもとに今後実時間自動解析の方法の開発が日本でも進められることを期待したい。

4.6 その他の問題

ドップラーレーダーによる風の場の観測によって自動検出のできることが期待される気象

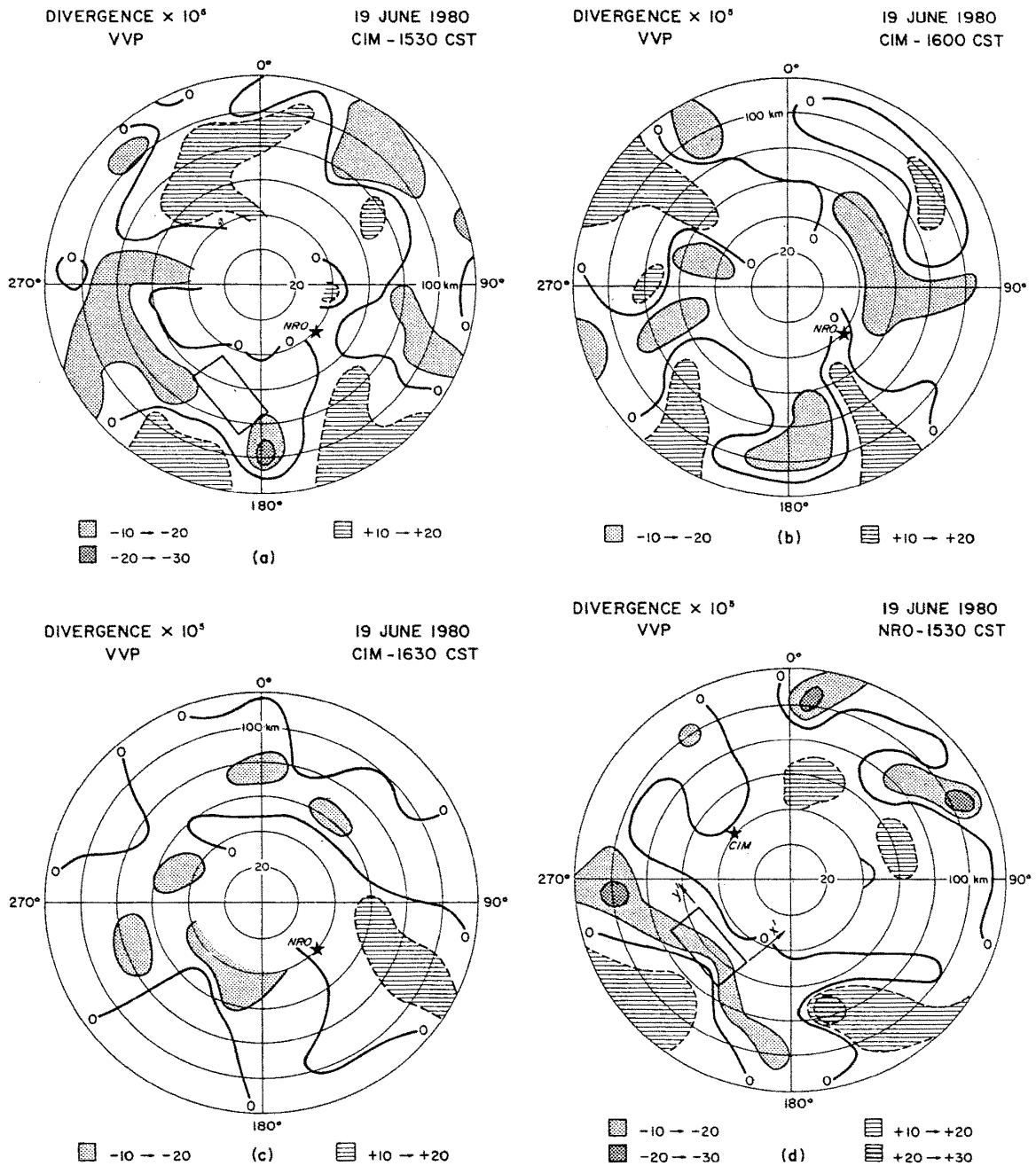


図55 CIM 地点のレーダーデータについて、角度 40° 距離 20km の扇形領域に対して VVP 法を適用して求めた、(a)―(c)の 3 つの連続する時刻での発散のパターン。計算には 0.4° と 0.8° の仰角を用いた。南西方向の勇大な雲と後の時刻($\sim 1630\text{CST}$)の北東方向の勇大な雲を除くと、データは晴天時にとられたものである。(d)は CIM 地点のレーダーデータで得られたパターン(a)と同時刻の NOR 地点のレーダーから得られた発散のパターンを示す (Koscielny *et al.*, 1982)。

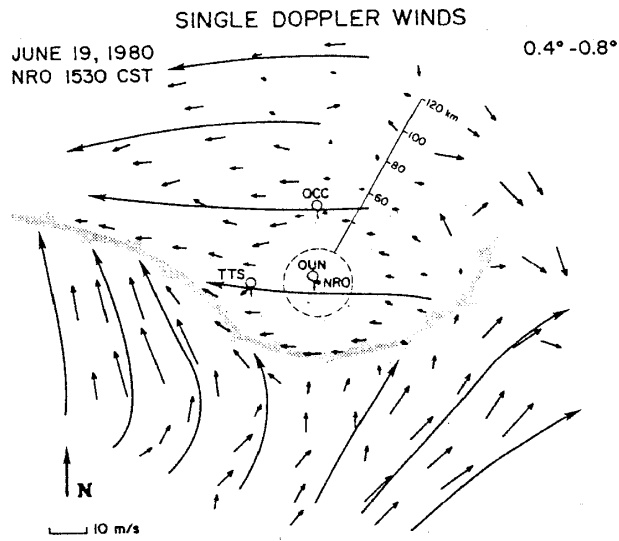


図56 1台のドップラーレーダーで求められた風のパターン。矢印の長さで風速を示す。頭矢印をもつ長い曲線は主観的に引いた流線を示す (Koscielny *et al.*, 1982)。

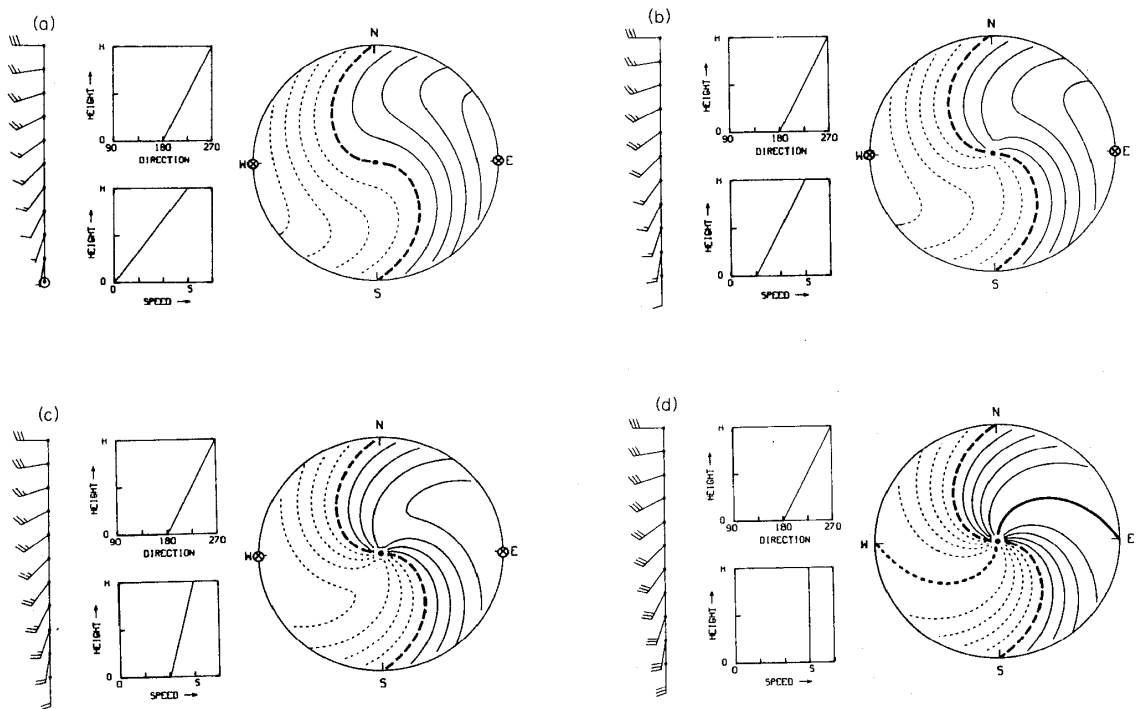


図57 一定の風向シアーと一様な風向シアーの場合。
ドップラー速度の等値線(円形のレーダー表示中の)
は、実線がレーダーから遠ざかる流れ、破線がレー
ダーに近づく流れを示し、太くて長い破線はドップ
ラー速度0を示す。丸で囲んだ×印、太くて短かい
破線及び太い実線は表示内のドップラー速度の極大
又は極小を示す (Wood and Brown, 1983)。

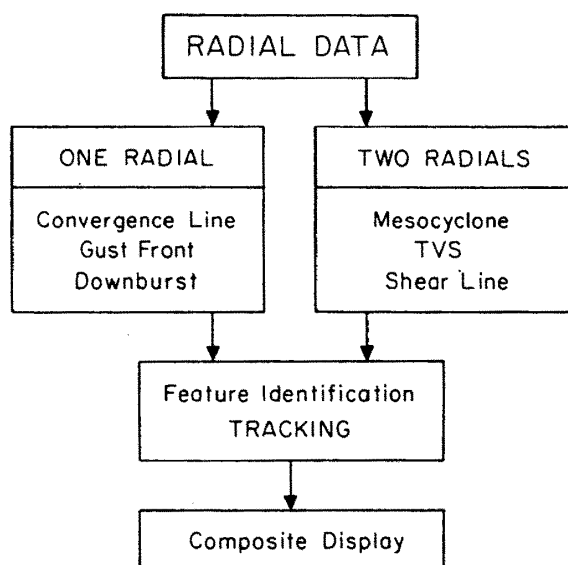


図58 地上近くの危険な気象現象を検出するアルゴリズム (Uyeda and Zrnice', 1985).

現象としてダウンバースト（大きなものをマクロバースト，小さなものをマイクロバーストと呼ばれることがある）がある。これも Uyeda and Zrnice' (1985) が指摘するように，突風前線の検出アルゴリズムに似た方法で自動検出できる可能性がある。計算機処理の素過程で，1本のレーダービーム方向のデータだけを用いて距離方向の速度変化を調べる方法と2本のレーダービーム方向のデータを用いて角度方向の速度変化を調べる方法，この2つの方法によって多くの風速急変のある現象を自動検出することができると考えられる。図58に示されるように，2つの方法で一旦各種の現象を検出すると予測を行ったり各種の現象を重ねて表示したりすることが可能になる。

災害をもたらす気象現象のうち，雹・雷・豪雨・豪雪などは，ドップラーレーダーによる風の測定だけでは検出がむずかしい。これらの検出のためには，ドップラーレーダーで得られる反射強度やスペクトルの幅のデータに加え，2偏波レーダーや2波長レーダーによる観測なども必要になると考えられる。

いずれにしても，災害をもたらすような気象現象が起きるときは，風の場合に特徴的な様子がみられるので，ドップラーレーダーによる風の解析・検出の方法は重要である。現業の気象観測においては実時間自動検出できることが要求される。

5. おわりに

災害を起こす恐れのある気象現象をドップラーレーダーを用いて観測した基礎研究と，それらの現象をドップラーレーダーによって自動検出する方法の開発について紹介した。ドップラーレーダーの威力については疑問の余地はないので，各種の気象災害に見舞われる日本

では、ドップラーレーダーを災害気象現象の監視・予測に利用する技術の開発が急務であるという理解は定着しつつあると考えられる。

ドップラーレーダーの威力を強調したが、ドップラーレーダーは半径50~100km まで、高さ十数キロメートル以内の空間領域について、距離方向約200m、角度方向約1 km の分解能で、降水強度、風の速度及び風の乱れを測定する装置なので、観測できる気象現象は多くの場合メソスケール現象に限定される。しかし、ドップラーレーダーの測定範囲と分解能は、豪雨・豪雪などの気象災害を引き起こす現象の主要部分を直接観測するのに適しているので、ドップラーレーダーが災害気象現象の監視・予測のための手段として非常に適していることは繰り返し述べた通りである。もちろん、日本のような複雑な地形をもつ国での適用には地形エコー除去装置などに工夫が必要である。

また、ドップラーレーダーの観測空間と観測要素は、飛行機の安全運行上必要な気象情報の取得に適しているので、日本においても、この方面の研究に力を入れる必要があると考えられる。その意味では、米国の JAWS 計画や NEXRAD 計画が参考になる。また、Fujita (1980), Zrnich and Lee (1983), Mahapatra *et al.* (1983), McBarthy and Wilson (1984), Fujita (1985) など多くの論文・報告等がある。

ドップラーレーダーを有効に使うためには、衛星データや地上観測データとの結合が必要である。米国では、メソスケールの現象を特定の地域で詳しく観測するための特別の観測網が作られている。Fujita *et al.* (1983) によるシカゴにおける観測や、Reynolds (1983) によって報告されているように、メソスケール現象の予報現業用のテスト機関作りが行なわれている。一方、日本の地上観測は、気象庁による AMeDAS など非常にすぐれたものがある。ドップラーレーダー観測と衛星データ及び AMeDAS データ等を結びつけると、世界的に進んだ観測システムになると考えられる。

最近、UHF レーダーや VHF レーダーによる対流圏、成層圏、中間圏の気流の観測が始められ、ウィンドプロファイラーとしての利用が期待されている。センチ波のパルス・ドップラーレーダーは、対流圏内の風の分布を測定できることに特徴があるので、UHF レーダーや VHF レーダーとの共同観測等により、大気的全層にわたる構造の解明にも寄与すると考えられる。

本資料をまとめている間にも次々と新しい論文が発表されているので、全ての関連論文に目を通すことは不可能であることは始めにお断わりした通りである。そのような状況ながら、ドップラーレーダーの利用研究の最近の方向は非常に明確になってきた。複数台のドップラーレーダーによる気流の三次元的構造の解明と1台のドップラーレーダーによる気象現象の監視・予測方法の開発である。このことを考慮すると、今後日本においても、多くの機関の協力による複数台のドップラーレーダーによる集中豪雨雪や台風等の気象現象の解明と、1台のドップラーレーダーの現業の気象観測への利用方法の開発に力を入れる必要があると

考えられる。また、ドップラーレーダーで得られたデータと解析結果を分かりやすくディスプレイに表示する工夫も進めておく必要があると考えられる。

謝 辞

科学技術庁のパートギャランティの適用を受け、米国国立激しい嵐研究所(NSSL)に1983年11月1日から1984年10月31日まで1台のドップラーレーダーによる突風前線の自動検出方法開発のプロジェクトに参加し、ドップラーレーダーの利用研究について多くの啓発を受けたことが本資料作成の契機となった。米国滞在に際し種々の面倒を見て下さり、また、本資料他成に必要な資料の入手の便宜をはかって下さった、Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Study 所長の佐々木嘉和教授と NSSL の Kessler 所長、Doviak 博士及び Zrnic 博士に深く感謝致します。

参考文献

- 1) American Meteorological Society (1981): Policy statement of the American Meteorological Society on weather radar. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **62**, 678-679.
- 2) Andersson, T., S. Magnusson, B. Lindström and K-G Karlsson (1984): The PROMIS Doppler radar system; design and operational experience. Nowcasting II Conf., Norrköping, Sweden, 171-176.
- 3) Brandes, E. A. (1981): Finestructure of the Del City-Edmond tornadic mesocirculation. *Mon. Weath. Rev.*, **109**, 635-643.
- 4) Brown, K. A., L. R. Lemon and D. W. Burgess (1978): Tornado detection by pulsed Doppler radar. *Mon. Weath. Rev.*, **106**, 29-38.
- 5) Browning, K. A. (1979): The FRONTIERS plan: a strategy for using radar and satellite imagery for very short-range precipitation forecasting. *Met. Mag.*, **108**, 161-184.
- 6) Carbone, R. E. (1982): A severe frontal rainband. Part I: stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258-279.
- 7) — (1983): A severe frontal rainband. Part II: tornado parent vortex circulation. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2639-2654.
- 8) —, F. I. Harris, P. H. Hildebrand, R. A. Kropfli, L. J. Miller, W. Moninger, R. G. Strauch, R. J. Doviak, K. W. Johnson, S. P. Nelson, P. S. Ray and M. Gilet (1980): The multiple Doppler radar workshop, November 1979. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1169-1203.
- 9) Carpenter, K. M. and K. A. Browning (1984): FRONTIERS—progress with a system for nowcasting rain. Nowcasting II Conf., Norrköping, Sweden, 427-432.
- 10) Cavalli, R. (1984): The operational Swiss weather radar information distribution network. Preprints, 22nd Conf. on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc., 21-24.
- 11) Charba, J. (1974): Application of gravity current model to analysis of squall-line gust front. *Mon. Weath. Rev.*, **102**, 140-156.
- 12) Collier, C. G. (1984): Radar meteorology in the United Kingdom. Preprints 22nd Conf. on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc., 1-14.
- 13) Cotton, W. R., R. L. George and K. R. Knupp (1982): An intense, quasi-steady thunderstorm

- over mountainous terrain. Part I: evolution of storm-initiating mesoscale circulation. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 328-342.
- 14) Doviak, R. J. and D. S. Zrnic' (1984): Doppler radar and weather observations. Academic Press, 458pp.
 - 15) Dye J. E., B. E. Martner and L. J. Miller (1983): Dynamical-microphysical evolution of a convective storms in a weakly-sheared environment. Part I: microphysical observations and interpretation. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2083-2096.
 - 16) Foote, G. B. (1984): A study of hail growth utilizing observed storm conditions. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 84-101.
 - 17) —and H. W. Frank (1983): Case study of a hailstorm in Colorado. Part III: airflow from triple-Doppler measurements. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 686-707.
 - 18) —and C. G. Wade (1982): Case study of a hailstorm in Colorado. Part I: radar echo structure and evolution. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2828-2846.
 - 19) 藤原美雪 (1984): 第21回レーダー気象会議に出席して (II), 天気, **31**, 231-234,
 - 20) Fujita, T. T. (1979): Objectives, operation and results of project NIMROD. Preprints, 11th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., 259-266.
 - 21) —(1980): Downburst and Microbursts—an aviation hazard—. Preprints, 19th Radar Meteor. Conf., Miami Beach, Fla., Amer. Meteor. Soc., 94-101.
 - 22) —(1981): Tornadoes and Downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1512-1534.
 - 23) —(1985): The downburst. The University of Chicago. 122pp.
 - 24) —and R. M. Wakimoto (1982): Effects of meso- and microscale obstructions on PAM winds obtained during project NIMROD. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 840-858.
 - 25) Gilet, M., H. Sauvageot and J. Testud (1984): Weather radar programs in France. Preprints, 22nd Conf. on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc., 15-20.
 - 26) Goff, R. C. (1975): Thunderstorm-outflow kinematics and dynamics. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-75, 63pp.
 - 27) Gossard, E. E. and R. G. Strauch (1983): Radar observation of clear air and clouds. ELSEVIER, Amsterdam, 280pp.
 - 28) Herzegh, P. H. and P. V. Hobbs (1980): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones II: warm-frontal clouds. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 597-611.
 - 19) —and —(1981): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. IV: vertical air motions and microphysical structures of prefrontal surge clouds and cold-frontal clouds. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1771-1784.
 - 30) Heymsfield, A. J. (1983): Case study of a hailstorm in Colorado. Part IV: graupel and hail growth mechanisms deduced through particle trajectory calculations. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1482-1509.
 - 31) —, R. H. Blacker, Jr., and S. Schotz (1983 a): Upper-level structure of Oklahoma tornadic storms on 2 May 1979. I: radar and satellite observations. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1740-1755.
 - 32) —, A. R. Jameson and H. W. Frank (1980): Hail growth mechanisms in a Colorado storm: Part II: hail formation processes. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1779-1807.
 - 33) —and D. J. Musil (1982): Case study of a hailstorm in Colorado. Part II: particle growth processes at mid-levels deduced from in-situ measurements. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2847-2866.
 - 34) —, G. Szejwach, S. Schotz and R. H. Blackmer, Jr. (1983 b): Upper-level structure of Oklahoma tornadic storms on 2 May 1979. II: proposed explanation of "V" pattern and internal warm region in infrared observations. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1756-1767.
 - 35) Hobbs, P. V., T. J. Matejka, P. H. Herzegh, J. D. Locatelli and R. A. Houze, Jr. (1980): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in

- midlatitude cyclones. I: a case study of a cloud front. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 568-596.
- 36) ———and P. Ola G. Persson (1982): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 280-295.
- 37) Houze, Jr., R. A., S. A. Rutledge, T. J. Matejka and P. V. Hobbs (1981): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. III: air motions and Precipitation growth in a warm-frontal rainband. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 639-649.
- 38) Jameson, A. R. and A. J. Heymsfield (1980): Hail growth mechanisms in a Colorado storm. Part I: dual-wavelength radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1763-1778.
- 39) Jorgensen, D. P., P. H. Hildebrand and C. L. Frush (1983): Feasibility test of an airborne pulse-Doppler meteorological radar. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 744-757.
- 40) Klemp, J. B. and R. Rotunno (1983): A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 359-377.
- 41) ——— and R. B. Wilhelmson and P. S. Ray (1981): Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1559-1580.
- 42) Klinge, D. L. (1985): A gust front case studies handbook. FAA Report No. DOT/FAA/PM-84/15, 122pp.
- 43) Knupp, K. R. and W. R. Cotton (1982 a): An intense, quasisteady thunderstorm over mountainous terrain, Part II: Doppler radar observations of the storm morphological structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 343-358.
- 44) ———and———(1982 b): An intense, quasisteady thunderstorm over mountainous terrain. Part III: Doppler radar observations of the turbulent structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 359-368.
- 45) Koscielny, A. J., R. J. Doviak and R. Rabin (1982): Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and application to prestorm boundary-layer observations. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 197-210.
- 46) Kropfli, R. A. (1984): Turbulence measurements from particulate scatter in the optically clear unstable boundary layer using single Doppler radar. Preprints, 22nd Conf. on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc., 495-505.
- 47) Mahapatra, P. R., D. S. Zrnic' and R. J. Doviak (1983): Optimum siting of NEXRAD to detect hazardous weather at airports. *J. Aircraft*, **20**, 363-371.
- 48) Marks, Jr., F. D. and R. A. Houze, Jr. (1984): Airborne Doppler radar observations in hurricane Debby. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 569-582.
- 49) Matejka, T. J., R. A. Houze, Jr., and P. V. Hobbs (1980): Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 29-56.
- 50) McCarthy, J. and J. W. Wilson (1984): The microburst as a hazard to aviation: structure, mechanism, climatology, and nowcasting. Nowcasting II Conf., Norrköping, Sweden, 21-30.
- 51) ———. ———and T. T. Fujita (1982): The joint airport weather studies project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **63**, 15-22.
- 52) Miller, L. J., J. E. Dye and B. E. Martner (1983): Dynamical-microphysical evolution of a convective storm in a weakly-sheared environment. Part II: airflow and precipitation trajectories from Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2097-2109.
- 53) ———and J. C. Fankhauser (1983): Radar echo structure, air motion and hail formation in a large stationary multicellular thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2399-2418.
- 54) Nelson, S. P. (1983): The influence of storm flow structure on hail growth. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1965-1983.
- 55) Parsons, D. B. and P. V. Hobbs (1983a): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VII: formation, development, interaction and dissipation of rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 559-579.

- 56) — and — (1983b): The mesoscale microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. IX: some effects of orography on rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1930-1949.
- 57) — and — (1983c): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XI: comparisons between observational and theoretical aspects of rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2377-3797.
- 58) Ray, P. S., B. C. Johnson, K. W. Johnson, J. S. Bradberry, J. J. Stephens, K. K. Wagner, R. B. Wilhelmson and J. B. Klemp (1981): The morphology of several tornadic storm on 20 May 1977. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1643-1633.
- 59) Reynolds, D. W. (1983): Prototype workstation for mesoscale forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **64**, 264-273.
- 60) Rust, W. D., W. L. Taylor, D. R. MacGorman and R. T. Arnold (1981): Research on electrical properties of severe thunderstorms in the Great Plains. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **62**, 1286-1293.
- 61) Rutledge, S. A. and P. V. Hobbs (1983): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: a model for "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1185-1206.
- 62) — and — (1984): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: a diagnostic modeling study of precipitation development in narrow coldfrontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2949-2972.
- 63) 榊原均・柳沢善次・石原正仁(1985): 北陸地方西部における降雪系の中小規模構造Ⅲ (一般風に直交する線状降雪系の垂直構造)。日本気象学会春期大会予稿集, p148.
- 64) Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa (1985): Structure of a typhoon rainstorm in the middle latitudes observed by Doppler radar. *J. Meteor. Soc., Japan*, **63**, 901-922.
- 65) Sanders, F. and L. F. Bosart (1985): Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm, 11-12 February 1983. Part II: Doppler radar study of the New England snowband. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1398-1407.
- 66) Serafin, R. J. and R. Carbone (1984): Status and trends in radar meteorology in the United States. Preprints, 22nd Conf. on Radar Meteorology, 9-14.
- 67) Simpson, J. E. (1969): A comparison between laboratory and atmospheric density currents. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **95**, 758-765.
- 68) — (1972): Effects of the lower boundary on the head of a gravity current. *J. Fluid Mech.*, **53**, 759-768.
- 69) — and R. E. Britter (1980): A laboratory model of an atmospheric mesofront. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **106**, 485-500.
- 70) Sommeria, G. and J. Testud (1984): COPT 81: a field experiment designed for the study of dynamics and electrical activity of deep convection in continental tropical regions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 4-10.
- 71) 武田喬男 (1980): レーダーを利用した最近の研究。気象研究ノート, 139, 109-144.
- 72) 立平良三・志崎大策・武田喬男・岩坂泰信・内藤恵吉 (1980): 気象レーダのデータ処理。気象研究ノート, 139, 33-78.
- 73) Testud, J., G. Breger, P. Amayenc, M. Chong, B. Nutten and A. Sauvaget (1980): A Doppler radar observation of a cold front: three-dimensional air circulation, related precipitation system and associated wavelike motions. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 78-98.
- 74) 坪木和久・藤吉康志・小西哲之・山田知充・遠藤辰雄・若濱五郎 (1985): バンド雲の3次元的特徴。日本気象学会秋季大会予稿集, 207.
- 75) 上田 博 (1985): NSS (NOAA/ERL)に滞在して。天気, **32**, 53-58.
- 76) Uyeda, H. and D. S. Zrnica, (1985): Automatic detection of gust fronts. FAA Report No. DOT/FAA/PM-85/11, 51pp.
- 77) Wang, P. and P. V. Hobbs (1983): The mesoscale and microscale structure and organization

- of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. X : wavelike rainbands in an occlusion. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1950-1964.
- 78) —, D. Parsons and P. V. Hobbs (1983): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VI: wavelike rainbands associated with a cold-frontal zone. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 543-558.
- 79) Wilson, J., R. Carbone, H. Baynton and R. Serafin (1980): Operational application of meteorological Doppler radar. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1154-1168.
- 80) —, R. D. Roberts, C. Kessinger and J. McCarthy (1984) Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 898-915.
- 81) Wood, V. T. and R. A. Brown (1983): Single Doppler velocity signatures: an atlas of patterns in clear air/windshear precipitation and convective storms. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-95, 71pp.
- 82) Ziegler, C. L., P. S. Ray and N. C. Knight (1983): Hail Growth in an Oklahoma multicell storm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1768-1791.
- 83) Zrnic, D. S., D. W. Burges and Y. Gal-Chen (1984): Automatic detection of mesocyclonic shear test results. NEXRAD Final Rpt., 51pp.
- 84) —and Y. Gal-Chen (1984): Divergence measurement in storm tops. Final Report for NEXRAD Joint Systems Program Office, 34pp.
- 85) —, L. D. Hennington and J. Skelton (1983): Automatic Recognition of mesocyclones from single Doppler radar data. Final Report, AFGL-TR-82-0291, 42pp.
- 86) —and J. T. Lee (1982): Pulsed Doppler radar detects weather hazards to aviation. *J. Aircraft*, **19**, 183-190.
- 87) —and—(1983): Investigation of the detectability and lifetime of gust fronts and other weather hazards to aircraft. FAA Report No. DOT/FAA/PM-83/33, 58pp.

(1985年12月26日 原稿受理)